

**ETUDE DE LA FISSURATION,
DE L'HYDROGEOLOGIE ET DE LA GEOCHIMIE
DES EAUX PROFONDES DES MASSIFS
DE L'ARPILLE ET DU MONT-BLANC**

THESE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de Docteur ès-Sciences

par

DANIEL JAMIER

Jury: A. BURGER, Ph. OLIVE et L. KIRALY

1975

Mars

**ETUDE DE LA FISSURATION,
DE L'HYDROGEOLOGIE ET DE LA GEOCHIMIE
DES EAUX PROFONDES DES MASSIFS
DE L'ARPILLE ET DU MONT-BLANC**

THESE

**présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Neuchâtel
pour obtenir le grade de Docteur ès-Sciences**

par

DANIEL JAMIER

Jury: A. BURGER, Ph. OLIVE et L. KIRALY

1975

Mars

IMPRIMATUR POUR LA THÈSE

Etude de la fissuration, de l'hydrogéologie
et de la géochimie des eaux profondes dans
les massifs du Mont Blanc et de l'Arpille.

de Monsieur Daniel Jamier

UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

FACULTÉ DES SCIENCES

La Faculté des sciences de l'Université de Neuchâtel,
sur le rapport des membres du jury,

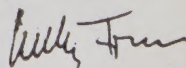
Messieurs A. Burger, L. Kiraly et

Ph. Olive (Thonon-les-Bains)

autorise l'impression de la présente thèse sans exprimer
d'opinion sur les propositions qui y sont contenues.

Neuchâtel, le 5 mars 1975

Le doyen :



Willy Form

SOMMAIRE

pages

AVANT-PROPOS

INTRODUCTION

PREMIERE PARTIE

ETUDE TECTONIQUE ET STATISTIQUE DE LA FISSURATION

CHAPITRE I - METHODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA FISSURATION ET LES CALCULS DE PERMEABILITE.....	1
CHAPITRE II - GEOLOGIE ET TECTONIQUE REGIONALE.....	12
CHAPITRE III - ANALYSE STATISTIQUE DE LA FISSURATION.....	29

DEUXIEME PARTIE

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE, CHIMIQUE

ET ISOTOPIQUE DES VENUES D'EAU

DANS LA GALERIE DE TRIENT (MASSIF DU MONT-BLANC)

CHAPITRE IV - ETUDE DES FISSURES D'ORDRE D3 AQUIFERES DE LA GALERIE DE TRIENT (MASSIF DU MONT-BLANC).....	48
CHAPITRE V - HYDROCHIMIE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT.....	58
CHAPITRE VI - ETUDE ISOTOPIQUE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT PAR LES METHODES DU TRITIUM ET DE L'OXYGENE-18.....	88
CONCLUSIONS GENERALES.....	100
BIBLIOGRAPHIE.....	106
ANNEXES.....	118
LISTE DES FIGURES.....	143
LISTE DES TABLEAUX.....	146
TABLE DES MATIERES.....	149

INFORMATION POUR LA RESE

1. L'information pour la re

2. L'information pour la re

3. L'information pour la re

4. L'information pour la re

5. L'information pour la re

6. L'information pour la re

7. L'information pour la re

8. L'information pour la re

9. L'information pour la re

10. L'information pour la re



11. L'information pour la re

12. L'information pour la re

13. L'information pour la re

14. L'information pour la re

15. L'information pour la re

16. L'information pour la re

17. L'information pour la re

18. L'information pour la re

19. L'information pour la re

20. L'information pour la re

AVANT PROPOS

C'est pour moi un agréable devoir de remercier les personnes et les organismes qui ont contribué à la réalisation de cette étude. En premier lieu, le Fond National Suisse de la Recherche Scientifique a financé les deux premières années de travaux sur la fissuration dans les roches cristallines, effectués à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel dans le cadre du programme des recherches du Centre d'Hydrogéologie, dont le Directeur, Monsieur BURGER, et son équipe m'ont fait bénéficier de leur grande expérience et de leur savoir dans le domaine des écoulements en milieu karstique.

Les études chimiques et isotopiques (le tritium) ont été réalisées durant la troisième année au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains (Université Pierre et Marie Curie) sous la direction critique de Monsieur OLIVE et avec l'aide de son équipe dont la compétence n'est plus à souligner.

Je tiens également à exprimer mes remerciements à l'Institut de Physique de l'Université de Neuchâtel, qui m'a permis d'utiliser le coordinatimètre pour l'exploitation des données, au bureau d'Engineering MOTOR-COLOMBUS, qui m'a permis d'accéder sans problèmes dans les galeries du chantier du barrage d'Emosson, à Messieurs MARCE et BOSCH du laboratoire des Radioisotopes du B.R.G.M., qui ont analysé l'oxygène-18 et le soufre-34 des eaux de Trient, et enfin à Monsieur GUITARD, Professeur à l'Université de Paris VI, qui m'a fait part de ses nombreuses observations sur le manuscrit.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

INTRODUCTION

Durant ces dernières années, les problèmes posés par les ressources en eau ont contribué à développer les études sur les roches cohérentes, telles que les calcaires ou les granites, dont les réserves en eaux souterraines, négligées, sont parfois importantes.

Ces roches présentent une porosité intersticielle ou intergranulaire généralement faible, que l'on qualifiera de porosité d'interstice : elle est souvent plus élevée dans les roches sédimentaires que dans les roches cristallines, où elle est dans la majorité des cas inférieure à 1 % (SCHOELLER H., 1962). En effet, les textures des calcaires, qui peuvent être granuleuse, oolithique ou conglomératique, et celles des roches détritiques sont favorables à la présence de vides.

Mais la porosité d'interstice efficace des roches consolidées est faible : les circulations d'eau sont tributaires de la porosité dite de fissures. Ces dernières sont de deux types : syngénétiques (fentes de retrait dues au refroidissement des roches cristallines ou produites lors de la diagenèse des roches sédimentaires - joints stratigraphiques) et paragénétiques (les plus abondantes - elles sont liées aux déformations ultérieures subies par les matériaux rocheux).

Il est admis, que lorsque la roche est susceptible d'être dissoute (cas des calcaires), les vides principaux correspondent aux chenaux (dissolution des zones très fracturées). La porosité est alors dite de chenaux, mais sa valeur relative est généralement faible : pour le Jura, BURGER A., 1969, indique une valeur de l'ordre de 1 ‰.

La porosité efficace des roches consolidées provient pour l'essentiel des fissures d'origine tectonique.

Les études hydrogéologiques sont donc nécessairement liées à la mécanique des roches et aux études statistiques de la fissuration. KIRALY L. (1969) a élaboré une nouvelle technique de lever de la fissuration, dont les paramètres géométriques et statistiques permettent d'estimer à l'aide de formules théoriques les perméabilités locales. Cette méthode présentée dans le premier chapitre a permis d'entamer de nouveaux travaux, qui s'inscrivent dans le programme des recherches de l'Institut d'Hydrogéologie.

L'exploitation ou les recherches d'eau dans les calcaires se sont souvent heurtées à deux obstacles :

- un puits implanté de manière aléatoire a une faible probabilité de traverser une zone perméable. L'outil statistique devient alors indispensable pour la reconnaissance des régions de plus forte perméabilité.

- Le dimensionnement de l'ouvrage intervient. En effet, les valeurs des perméabilités sont liées à un facteur d'échelle : la perméabilité augmente avec le volume du terrain, avec le nombre de failles aquifères de dimension régionale interceptées (KIRALY L., 1973).

C'est pour ces raisons que les galeries apparaissent actuellement comme un bon moyen pour la collecte de l'eau dans les roches cohérentes fracturées. Aussi, l'exploitation des données fournies par le percement de tunnels ou galeries devrait devenir systématique.

P R E M I E R E P A R T I E

ETUDE TECTONIQUE ET STATISTIQUE DE LA FISSURATION

CHAPITRE I

METHODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA FISSURATION ET LES CALCULS DE PERMEABILITES

Dans ce premier chapitre, il nous a semblé nécessaire de préciser les méthodes et les formules employées pour l'étude statistique de la fissuration, et pour les calculs de perméabilité. Pour ces derniers de nombreuses simplifications interviennent : par exemple la rugosité des fissures, la perméabilité de leur remplissage, les ondulations des parois de fractures sont des données assez facilement simulables en laboratoire, mais difficilement accessibles sur le terrain.

Quelques notions de mécanique des roches sont utiles pour reconstituer les systèmes de fissures, et pour discerner les diaclases, qui sont théoriquement ouvertes.

I.1. - METHODES STATISTIQUES D'ETUDE DE LA FISSURATION, ET APPLICATION AUX CALCULS DES PERMEABILITES.

I.1.1. - Méthode de lever de la fissuration.

Considérons un affleurement. Sur celui-ci sont installées une ou M lignes de lever $\vec{L}_k^{(*)}$ dont on connaît orientation et plongement. Tous les plans (fissures, joints de stratification, schistosités,...) interceptant ces lignes de lever sont notés. Les pôles de ces plans sont reportés sur une projection stéréographique (*équidistance* - hémisphère supérieur). Les concentrations plus ou moins unimodales de pôles sont séparées en groupes.

(*) La ligne de lever est matérialisée sur le terrain par un double décimètre, dont on mesure l'orientation et le plongement. Il est alors possible de noter, sur une longueur connue, tous les plans l'interceptant.

Soit l'un d'eux, contenant N pôles, chacun repéré en coordonnées polaires par un vecteur unitaire $\vec{n}_i$. On calcule la matrice carrée :

$$A_1 = \sum_{i=1}^N \vec{n}_i \otimes \vec{n}_i$$

Le vecteur propre $\vec{n}$, correspondant à la plus grande valeur propre de la matrice A_1 est le pôle moyen ou normale moyenne du groupe (d'après SCHEIDEGGER A., 1965).

La fréquence moyenne d'un groupe doit être donnée en nombre de plans par mètre de normale moyenne (d'après MULLER L., 1963) :

$$F = N / \left(\vec{n} \cdot \sum_{k=1}^M \vec{L}_k \right)$$

La distance moyenne, séparant deux plans est l'inverse de la fréquence. Le développement complet de cette méthode se trouve dans la publication de KIRALY L., 1969 : "Statistical Analysis of fractures (orientation and density)". Notons que SNOW D.T., 1969, utilise une méthode analogue.

Ces opérations diverses sont effectuées automatiquement : les pôles des projections sont repérés à l'aide d'un coordinatomètre en coordonnées orthonormées x, y, z , qui sont ensuite transformées en coordonnées polaires (azimuth et pendage) à l'aide d'un premier programme STER 1. Le deuxième programme DIAC 1 ou sa version simplifiée DIAC 2 permet de calculer le pôle moyen et la fréquence d'un groupe.

I.1.2. - Calcul de la perméabilité dans les roches fissurées.

Dans un terrain homogène et isotrope, la valeur de la perméabilité est représentée par un scalaire. Lorsque le milieu devient anisotrope, la perméabilité est différente suivant la direction considérée, et peut donc être estimée par un tenseur. Les roches fissurées appartiennent aux milieux anisotropes, la distribution des fissures étant rarement aléatoire. Deux formules fondamentales permettent le calcul du tenseur de perméabilité :

- la vitesse moyenne d'écoulement V_i dans une fissure d'ouverture d_i , en fonction du gradient J_i rabattu dans le plan de fissure, est :

$$V_i = \frac{g}{12 \nu} d_i^2 J_i \quad [L^{-1} T^{-1}] \quad (\text{WITTKE W., LOUIS C., 1968})$$

- le vecteur vitesse de filtration, ou débit par unité de longueur d'écoulement vaut alors :

$$q_i = \frac{g}{12 \nu} d_i^3 J_i \quad [L^2 T^{-1}]$$

SNOW D.T., 1969, et KIRALY L., 1969, ont proposé des formules semblables pour calculer la perméabilité, connaissant les caractères principaux de la fissuration d'une région, lorsque le gradient hydraulique J est quelconque. Nous citons, ici, celles élaborées par KIRALY. Deux cas sont envisagés :

- l'écoulement se fait dans le plan des fissures :

$$\bar{K} = \frac{g}{12 \nu} \sum_{j=1}^n f_j d_j^3 \quad [I - \vec{n}_j \otimes \vec{n}_j] \quad [L T^{-1}]$$

- l'écoulement a lieu dans les intersections des fissures :

$$\bar{K} = \frac{g \pi}{128 \nu} \sum_{j=1}^n F_j D_j^4 \quad [I - \vec{m}_j \otimes \vec{m}_j] \quad [L T^{-1}]$$

i : indice correspondant à un élément plan

j : indice se rapportant à un groupe de plans

f_j et F_j : fréquence des fissures (par mètre de normale du système i) ou des intersections $[L^{-1}]$

d_j et D_j : ouverture des fissures ou diamètre des intersections $[L]$

I : matrice identique

$\vec{n}_j$ et $\vec{m}_j$: normale du groupe de fissures i , ou orientation des intersections

$\otimes$: produit tensoriel

g : pesanteur 9.81 m/s^2 $[L T^{-2}]$

ν : viscosité cinématique du fluide (pour l'eau : $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$) $[L^2 T^{-1}]$

n : nombre de groupes de fissures ($j = 1, n$).

Ces formules ne sont valables qu'en terrain saturé, la conductivité hydraulique étant isotrope dans le plan des fissures, ou dans le second cas les circulations étant concentrées dans les intersections des joints.

LOUIS C., 1968 et FRANCISS F.O., 1970, proposent l'adjonction de deux paramètres :

- X : degré de séparation, ou rapport entre la surface du secteur ouvert de la fissure et sa surface totale.

- $r = \frac{k}{Dh}$: la rugosité relative, ou rapport entre la hauteur des aspérités et le diamètre hydraulique. Rappelons que le diamètre hydraulique est égal à deux fois l'ouverture : $Dh = 2 d_j$. Lorsque r est supérieur à 0,033 l'écoulement passe du type parallèle au type non parallèle.

Le vecteur vitesse de filtration vaut alors :

$$q_i = X \frac{g}{12 V} \frac{d_i^3}{(1 + 8,8 r^{1,5})} J_i \quad (r > 0,033)$$

ou

$$q_i = X \frac{g}{12 V} d_i^3 J_i \quad (r \leq 0,033)$$

On peut donc concevoir une formule théorique générale pour l'évaluation de $\bar{K}$:

$$\bar{K} = \frac{g}{12 V} \sum_{j=1}^n \frac{X_j}{Y} f_j d_j^3 \frac{1}{L} - n_j \frac{1}{L} \tau^{-1} \frac{1}{L}$$

avec : $Y = 1$ si $r < 0,033$

$$Y = 1 + 8,8 r^{1,5} \quad \text{si } r > 0,033$$

Ces deux mêmes auteurs proposent de calculer la porosité d'un ensemble de fissures parallèles ou porosité transversale moyenne de la manière suivante :

$$p_j = \frac{\text{volume des vides}}{\text{volume total}} = \frac{d_j}{D_j} = f_j d_j \quad (D_j = \text{espacement moyen entre deux fissures } \frac{1}{m})$$

La loi de DARCY permet de calculer le vecteur vitesse de filtration connaissant la perméabilité et le gradient hydraulique.

$$\vec{q} = \bar{K} \vec{J} \frac{1}{L} \tau^{-1} \frac{1}{L}$$

Dans un domaine hydrogéologique, l'important est la connaissance du champ des vecteurs $\vec{q}$ qui est la résultante des champs (K) et $(\vec{J})$. C'est généralement ce champ, que l'on essaie de restituer sur les modèles. Il faut remarquer que la direction d'écoulement des eaux donnée par $\vec{q}$ n'est plus parallèle à celle du gradient $\vec{J}$, exceptée suivant les trois directions correspondant aux valeurs propres du tenseur $\bar{K}$.

I.1.3. - Le champ des perméabilités.

Quelle que soit l'hypothèse admise, le champ des perméabilités (K_j) dû à un ensemble de fissures i , peut être calculé à partir des trois sous-champs : (n_j) , (f_j) et (d_j) . Sur le terrain, l'estimation des ouvertures d_j des diverses discontinuités est faussée pour trois raisons :

- d_j varie constamment le long du plan de fissure
- il peut exister des remplissages localisés (matériaux de broyage ou d'altération)
- la décompression, intervenant en surface ne permet pas de connaître les valeurs de d_j représentatives du massif.

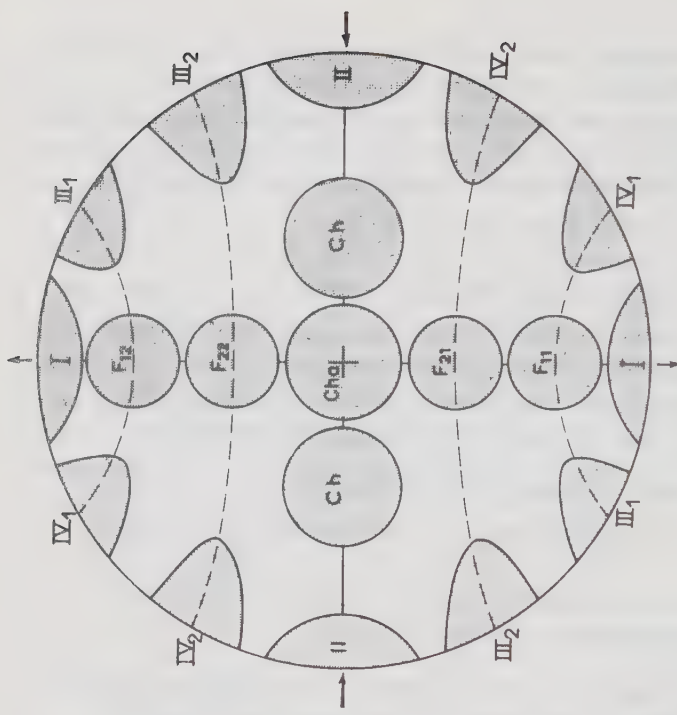
Dans la majorité des cas, on en est réduit à faire des hypothèses quant à leurs valeurs. Actuellement, le plus logique est l'observation des sous-champs (n_j) et (f_j) , ce qui revient à une étude statistique de la fissuration.

A) Les sous-champs (n_j) .

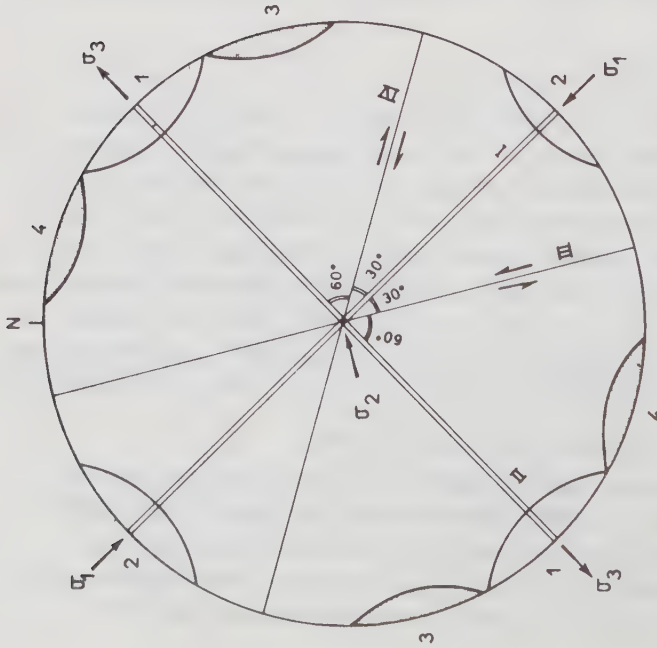
A partir de l'ensemble des données de la géologie régionale : axes des plis, grands décrochements, failles de chevauchement, foliation et schistosité, il est possible de reconstruire les directions des contraintes principales ayant affecté la roche. WILLIS B., WILLIS R., 1934 in SOPENA J.P., SOULAS J.P., 1973 démontrent l'existence de quatre ensembles de fissures lors des tectoniques tangentiels. Lorsqu'un système triaxial de contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 s'exerce sur un matériel cassant, il apparaît les fissures suivantes (CLOOS E., 1955 ; DONATH F.A., 1961 ; HUBBERT M.K., 1961 ; WILSON G., 1961 ; ANDERSON E.M., 1963 ; PRICE N.J., 1966 ; RAMSAY J.G., 1967) :

- Les fentes de tension ou diaclases I.

Ce sont des plans de discontinuité créés par extension sans mouvement relatif des compartiments séparés, parallèles à la direction de la contrainte principale maximum σ_1 et perpendiculaires à celle de la contrainte principale minimum σ_3 . Sur la projection stéréographique théorique de la figure 1-A, ce sont les plans I associés au groupe de pôles 1.



B._DISPOSITION THEORIQUE DES
FAILLES ET FISSURES



A._FISSURES POUR UN SYSTEME
TRIAXIAL DE CONTRAINTES

fig. 1

Lorsque les conditions de pression et de température sont favorables, ces diaclases ouvertes peuvent être minéralisées. La nature de ces filons (le plus souvent calcite ou quartz) dépend du matériel encaissant. Sinon ces fissures restent ouvertes, favorisant ainsi les circulations d'eau.

- Les fissures de cisaillement III et IV.

Les compartiments séparés par ces fractures, obliques aux contraintes principales, subissent des déplacements relatifs, striant, lissant et/ou ondulant leurs parois. D'après les sens des mouvements (déterminables sur le plan grâce aux gradins d'arrachement, aux niches d'arrachement et aux lunules) on les divise en deux catégories (figure 1-A) :

- les cisaillements dextres IV : rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (pôles correspondant sur la figure : groupe 4),
- les cisaillements senestres III : rotation inverse (pôles correspondant sur la figure : groupe 3).

Les fractures III et IV sont dites conjuguées : l'angle aigu du dièdre formé par ces deux plans conjugués vaut théoriquement 90° (45° de part et d'autre de la contrainte maximum). Mais les forces de friction interne induisent ce que l'on appelle l'angle de friction interne ψ , qui est de l'ordre de 30° . L'angle de 45° est ramené à $45^\circ - \psi/2$, soit en moyenne à 30° (ANDERSON E.M., 1951).

Par rapport aux plans conjugués les contraintes principales se disposent de la manière suivante (figure 1-A) :

- la contrainte maximum σ_1 est bissectrice du dièdre aigu et perpendiculaire à l'intersection des plans.
- la contrainte minimum σ_3 est bissectrice du dièdre obtus et perpendiculaire à l'intersection des plans.
- la contrainte moyenne σ_2 est parallèle à l'intersection des plans.

Notons que ces joints sont théoriquement fermés, étant obliques à la direction de la contrainte principale maximum.

Souvent les cisaillements n'apparaissent pas sous la forme d'un plan III ou IV mais sont matérialisés par une zone de cisaillement ou shear zone. Deux types de plans se disposent le long de ces zones :

- Les fentes de tension en échelon (tension gashes ou Fiederspaltten) : ce sont des fractures ouvertes, souvent minéralisées, disposées en échelon le long de la zone, et faisant avec cette dernière un angle de 45° (leur direction est donc déviée en moyenne de 15° de celle de la contrainte principale maximum créant la zone). Ces fentes peuvent se placer sur deux zones conjuguées (SHAININ V.E., 1965 et ROERING C., 1968). Certaines expériences sur modèles ont montré l'existence d'une schistosité se créant perpendiculairement aux fentes de tension en échelon (CLOOS E., 1955) (figure 2).

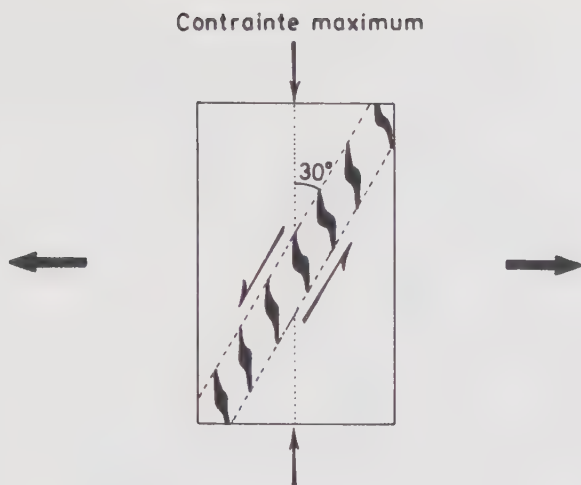
- Les cisaillements de Riedel : TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N.N., 1970, décrivent dans une zone de cisaillement produite par un séisme l'apparition de cisaillements secondaires disposés en échelon et conjugués. On distingue le jeu R faisant un angle d'environ 15° avec la zone, et le jeu R' faisant un angle d'environ 70° à 80° avec la zone. Ces structures ont déjà été décrites par ANDERSON E.M., 1951, traitées sur modèle par CHINNERY M.A., 1966, analysées par LAJTAI E.Z., 1969, et constituent le Second Order Faulting.

Dans certains cas, il peut apparaître des cisaillements synthétiques P (TCHALENKO et AMBRASEYS, op. cit.), faisant un angle d'environ 15° avec la shear zone et jouant dans le même sens, ainsi que des cisaillements antithétiques P' (CLOOS H., 1929). LILLIE F., 1974, donne une description détaillée de toutes ces structures schématisées sur la figure 3.

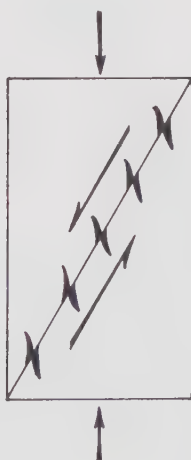
Nos observations ont montré qu'une deuxième paire de cisaillements parfois se dispose à 60° de part et d'autre de la contrainte maximum (III_2 et IV_2). Le problème de leur genèse sera discuté ultérieurement. Les pôles des fissures ont tendance à se regrouper sur deux cônes de concentration maximale, ayant pour angle d'ouverture 60° (III_1 et IV_1) et 120° (III_2 et IV_2). Leur axe est commun et a pour direction celle de la contrainte maximum (figure 1-B).

- Les joints du groupe II.

Ils se disposent perpendiculairement à la direction de la contrainte maximum σ_1 . Leur genèse est encore mal connue. Ces fissures II sont souvent appelées fentes de tension, car elles s'ouvrent lors des plissements ou des déformations internes du rocher (figure 1-A). Dans les roches calcaires non plissées, elles peuvent se matérialiser sous forme de joints stylolithiques, les pics stylolithiques étant parallèles à la direction de la contrainte maximum σ_1 . Mais les pics peuvent également apparaître dans les fissures de cisaillement (ARTHAUD F., MATTAUER M., 1969).



1^{er} Stade d'un essai de cisaillement :
Formation de fentes de tension en échelon

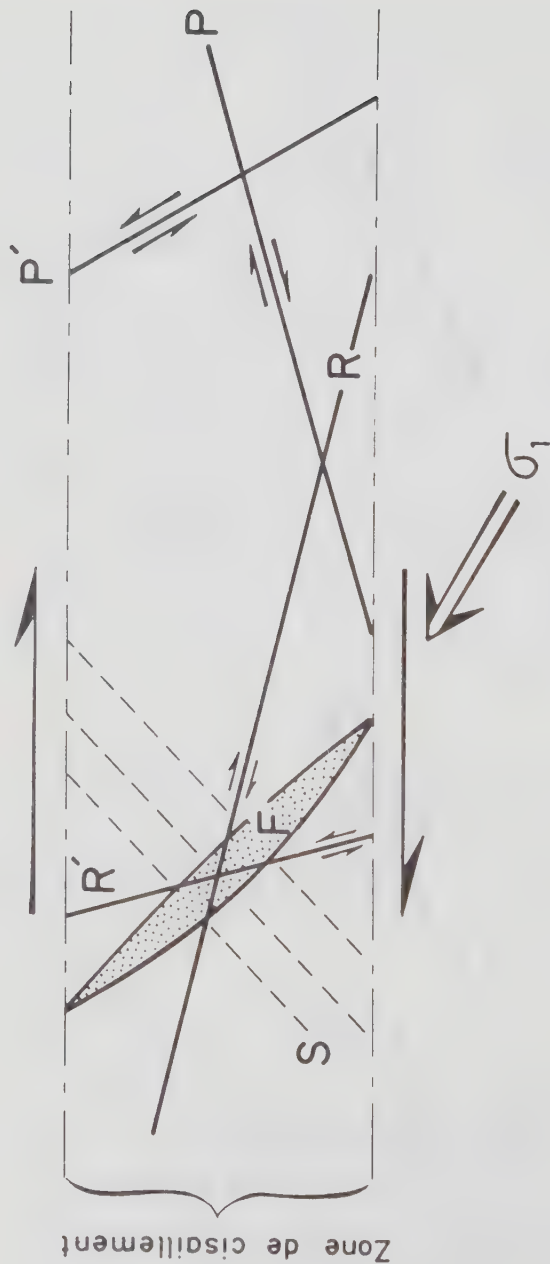


2^{ème} Stade : rupture
Le plan de cisaillement apparaît

FIG.2: RELATION ENTRE LES FENTES DE TENSION T_1
ET LES CISAILLEMENTS

FIG.3: STRUCTURES PLANAIRES D'UNE ZONE DE CISAILLEMENT

($\varphi = 30^\circ$)



- F fentes de tension en échelon
- R et R' cisaillement de Riedel
- P cisaillement synthétique
- P' cisaillement antithétique
- S schistosité

Lorsque certaines conditions de pression et de température sont remplies apparaît la schistosité, dont l'orientation est semblable aux fissures II (perpendiculaires à σ_1). A l'affleurement, la schistosité correspond à des discontinuités planaires, souvent disposées en éventail (convergence vers le coeur des plis), et réfractées au niveau des interbancs, quand existent des différences de compétence. On distingue la schistosité de fracture (seulement plans de glissement) et la schistosité de flux (feuillement très dense avec recristallisation de minéraux parallèlement aux plans).

La macrofracturation, ou ensemble des failles, se dispose de façon ordonnée par rapport à ce schéma (figure 1-B). Bien que les orientations des contraintes principales ne changent pas, les intensités peuvent varier au cours d'une phase tectonique, provoquant des permutations entre σ_1 , σ_2 et σ_3 . L'agencement final des failles est fréquemment le suivant :

- les décrochements seront parallèles aux cisaillements de type III et IV,
- les groupes F correspondent aux failles normales,
- les groupes C1 et C2 aux chevauchements,
- le groupe Ch aux charriages.

Le mode de fissuration peut évoluer avec la profondeur, qui entraîne des modifications dans les conditions de pression et de température.

B) Les sous-champs (f_j).

Les observations dans le Jura (KIRALY L., SIMEONI G.P., 1971 ; JAMIER D., MATHEY B., 1973) ont montré, que les fréquences des systèmes de tension sont supérieures à celles des systèmes de cisaillement. Mais d'après BOCK H., 1971, in SOPENA J.P., SOULAS J.P., 1973, le réseau parallèle à la direction de raccourcissement présente un maillage plus dense que celui perpendiculaire. Cela peut constituer un modèle provisoire de référence en surface. Pour un système de fissures, fréquences et ouvertures des joints diminuent avec la profondeur (SNOW D.T., 1968 et 1969), la cause pouvant être l'augmentation de la pression dans le rocher, ou des transferts de matière en présence d'eau interstitielle (BURGER A., 1969).

Le lever de la fissuration dans les zones profondes d'un massif calcaire, afin de vérifier cette théorie, est difficile. Les parois des grottes et gouffres sont recouvertes d'une patine due à la dissolution et au dépôt de la calcite, masquant ainsi les éléments structuraux.

Aussi, il nous a paru intéressant d'utiliser pour les levers de la fissuration les galeries et tunnels creusés dans les roches cristallines pour les travaux de génie civil. La karstification étant inexistante, la comparaison entre surface et profondeur est alors possible.

Le lever dans une galerie permet également une étude sur la variabilité des paramètres fi.

En terrains sédimentaires, les observations ont montré que les fréquences dépendent de :

- la lithologie : elles diminuent lorsque la proportion d'argile augmente, la plasticité jouant un rôle important,
- la tectonisation,
- l'épaisseur des bancs stratigraphiques : elles diminuent lorsque l'épaisseur des bancs augmente (J.P. SOPENA et J.P. SOULAS, 1973 ; D. AUBERT, 1969), sauf dans les zones tectonisées (KIRALY L., 1975, communication orale). RATS M.V., CHERNYASHOV S.N., 1965, proposent une formule établie avec les données mesurées dans un flysch du Central Kazahstan : $\log D = 0,41 \log m + 0,45$, m étant l'épaisseur des couches.
- la profondeur.

Les faciès pétrographiques et tectoniques seront les facteurs déterminants en terrain cristallin quant à la variabilité des fréquences.

I.1.4. - L'extension spatiale des failles.

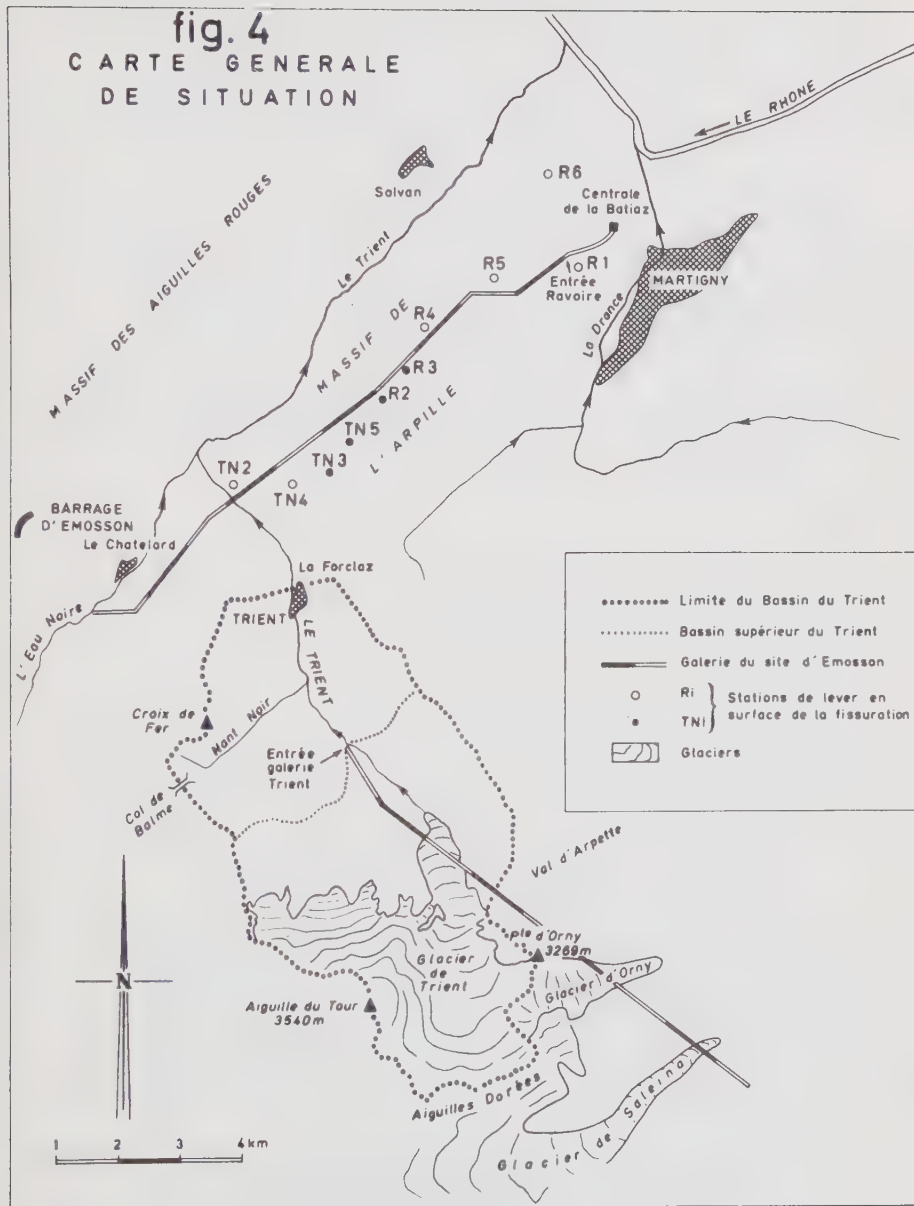
Les formules théoriques, pour calculer la perméabilité ne sont valables que pour des fissures d'extension infinie. Dans la nature, les failles sont spatialement limitées, et les facteurs qui conditionnent leur extension sont mal connus.

Les distributions des fréquences des longueurs de l'ensemble des fractures d'un massif présentent souvent une allure lognormale (LOUIS C., 1972; JAMIER D., et SIMEONI G.P., à l'impression) mais les distributions pour diverses familles de failles sont statistiquement différentes et d'apparence plus complexes.

Les critères adoptés dans nos levers pour distinguer les dimensions (dx) des joints sont :

- d3 : le joint coupe la section entière de la galerie,
- d2 : le joint affecte seulement un parement ou la calotte,
- d1 : l'échelle du joint est inférieure à celle du parement.

fig. 4
CARTE GENERALE
DE SITUATION



Notons que le diamètre des galeries vaut environ 4 m. En terrain sédimentaire, les critères retenus sont :

- d3 : le joint recoupe l'affleurement de la station dans son entier,
- d2 : le joint recoupe deux à trois bancs,
- d1 : le joint est localisé à une couche.

CONCLUSIONS.

L'ensemble P des paramètres géométriques de la fissuration est conditionné par l'ensemble C des facteurs suivants :

$$C \left\{ \begin{array}{ll} \text{contraintes} & \sigma \\ \text{profondeur} & p \\ \text{hétérogénéité} & h \\ \text{pétrographie} & l \end{array} \right. \Rightarrow P \left\{ \begin{array}{ll} \text{orientations} & n \\ \text{ouvertures} & d \\ \text{fréquence} & f \\ \text{extension} & e \end{array} \right.$$

L'existence de discontinuités planaires, telles que la schistosité, préexistantes constitue l'hétérogénéité h.

I.2. - SITUATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE L'ETUDE.

Le lever a été effectué dans les galeries d'amenee, creusées dans le site du barrage d'Emosson (Valais, Suisse, coordonnées : 46°04' de latitude N et 6°55'86'' de longitude E/Greenwich (Figure 4).

- Le Collecteur Nord ou galerie de Ravoire - Tête-Noire.

Cette galerie recoupe en écharpe le massif de l'Arpille, suivant une direction moyenne N 45° conduisant les eaux depuis la Centrale hydro-électrique du Châtelard jusqu'à celle de la Bâtiâz (proche de Martigny). Le secteur étudié long de 6 400 mètres, est compris entre la fenêtre de Ravoire au NE et celle de Tête-Noire au SW. L'altitude de la galerie étant de 1 100 m, une hauteur moyenne de 550 m de rochers la surplombe (figure 5).

- Le Collecteur Est ou galerie de Trient-La Fully.

Il traverse la partie septentrionale du massif du Mont-Blanc, appelée massif du Trient. Seul le tronçon nord-ouest, entre la fenêtre du Trient et l'aplomb du glacier d'Orny, long de 5 500 m, ayant une direction moyenne N 125° a pu être utilisé, le tronçon sud-est étant ennoyé par les

arrivées d'eau dans le granite. Cette galerie passe sous trois glaciers importants : ce sont les glaciers de Trient, d'Orny et de Saleina. Son altitude est comprise entre 1 527 m et 1 574 m (pente de l'ordre de 3 ‰ vers le NW), la hauteur moyenne de rocher au-dessus d'elle sur une distance de 8,5 km étant d'environ 900 m (figure 6).

Les levés de surface ont été rendus difficile par les présences d'une couverture quaternaire importante sur le massif de l'Arpille et d'une couverture glaciaire étendue sur le massif du Mont-Blanc.

Géologiquement nous nous situons dans la zone externe ou zone helvétique des Alpes. Le cristallin, le permo-carbonifère de Salvan-Châtelard et le synclinal complexe de Chamonix-Martigny, forment les trois grands ensembles lithologiques et structuraux de la région (figure 7).

FIG 5: PROFIL TOPOGRAPHIQUE NE - SW
galerie de Ravoire - Chatelard
(ARPILLE)

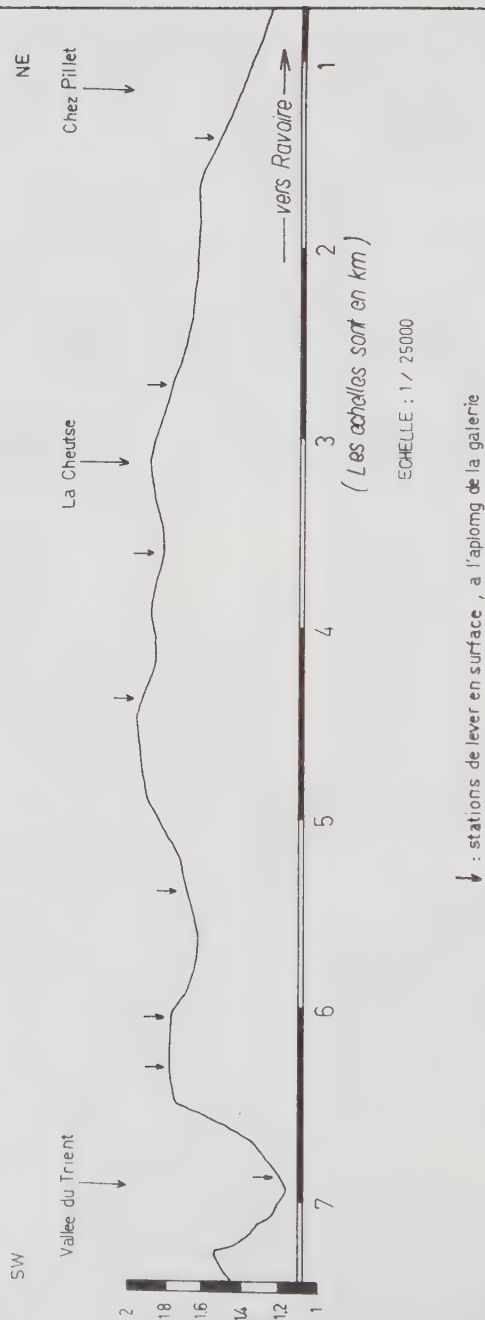
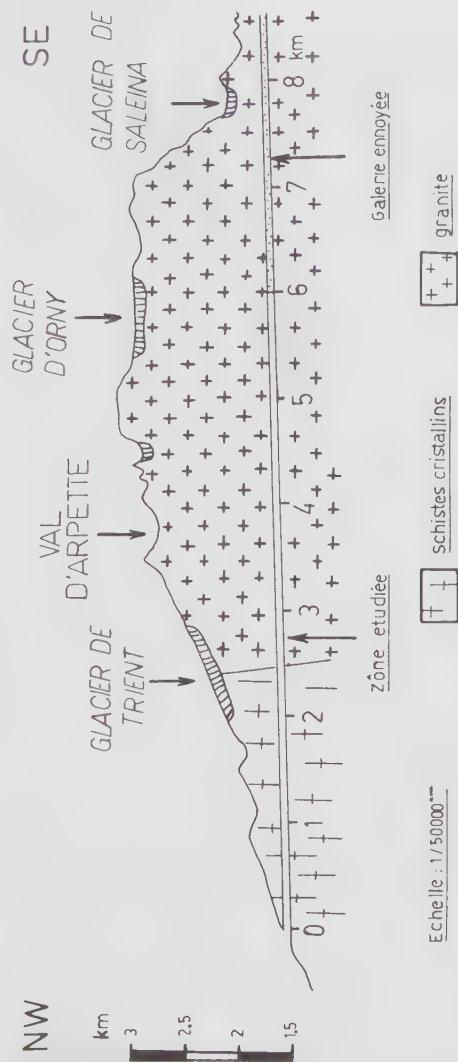


FIG. 6 : GALERIE DE TRIENT - PROFIL

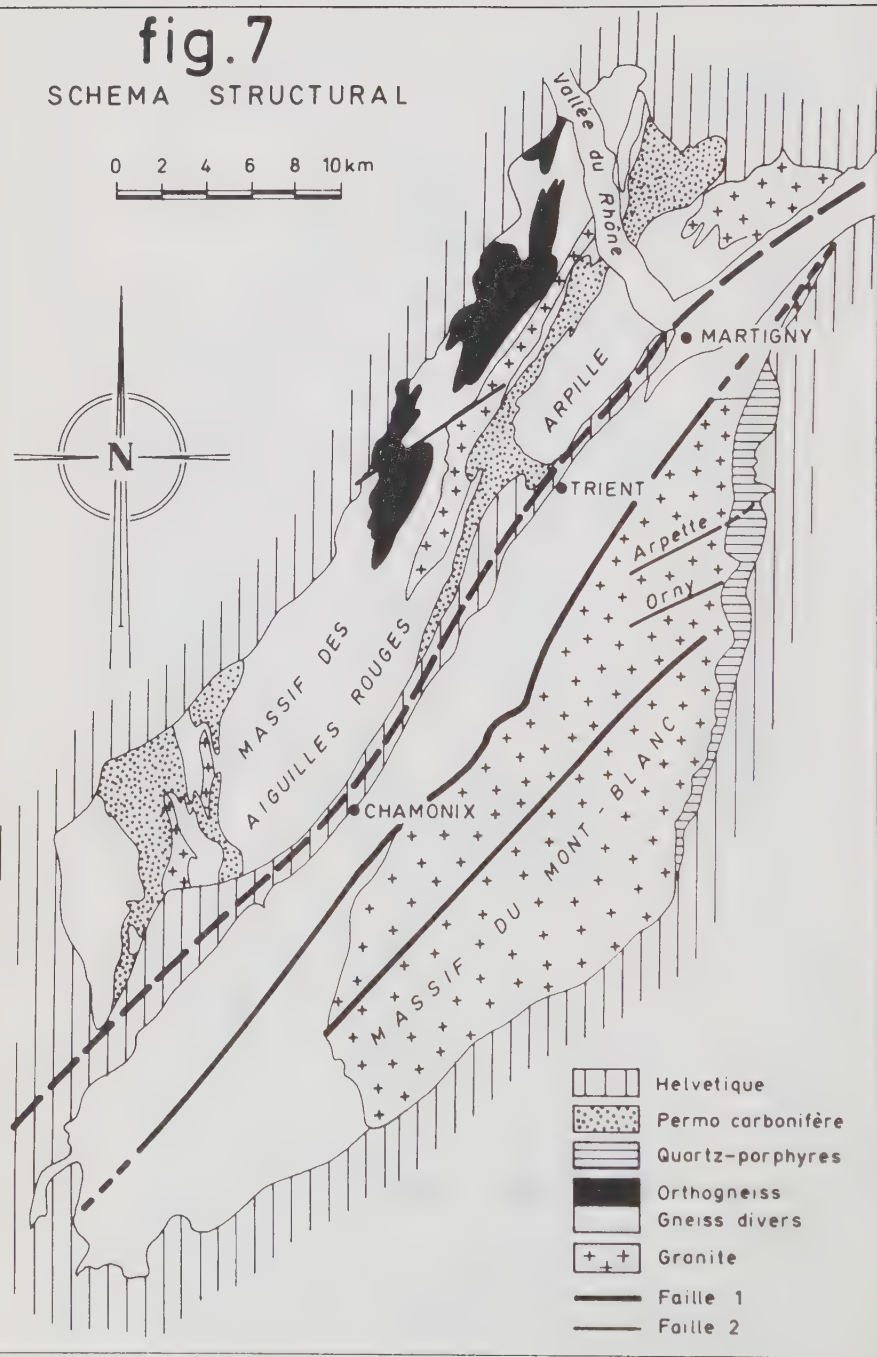
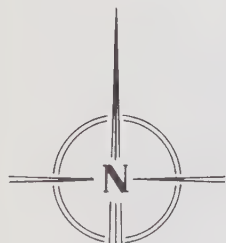


Echelle : 1/50000

fig.7

SCHEMA STRUCTURAL

0 2 4 6 8 10km



-  Helvétique
-  Permo carbonifère
-  Quartz-porphyrés
-  Orthogneiss
-  Gneiss divers
-  Granite
-  Faïlle 1
-  Faïlle 2

C H A P I T R E I I

GEOLOGIE ET TECTONIQUE REGIONALE

II.1. - LES MASSIFS CRISTALLINS ET LEUR COUVERTURE : LA LITHOLOGIE.

Dans la région d'Emosson, la morphologie est conditionnée pour l'essentiel par trois massifs cristallins bien individualisés : ce sont les massifs du Mont-Blanc, de l'Arpille et des Aiguilles Rouges. Sur ce dernier est construit le barrage, mais les galeries, dans lesquelles ont été effectuées les mesures, traversent les deux premiers. Deux vallées profondes qui correspondent aux deux synclinaux complexes, le premier formé de permocarbonifère et le second de matériel mésozoïque et tertiaire, séparent ces massifs (figure 7).

II.1.1. - Ensembles lithologiques du massif de l'Arpille.

Oulianoff N., 1924, distingue deux principaux complexes de roches. Le premier comprend des micaschistes, des gneiss, des cornéennes, des roches injectées (granites, pegmatites, aplites). Le second est constitué de roches carbonatées métamorphisées : calcaires anciens, cornéennes calcaires, amphibolites. Mais ce dernier est peu important spatialement. Son intérêt résulte dans le fait, qu'il a permis à Oulianoff de débrouiller la structure en grand du massif, en utilisant comme niveau repère les bancs de calcaires anciens. P. et C. Bordet, 1960, distinguent dans le premier ensemble deux séries :

- *la série de Fully*, (tableau 1), formée de migmatites, de grano-diorites à biotite, pinite et *cordièrite*, et de gneiss injectés. L'association biotite, cordièrite et feldspath potassique correspond à un faciès catazonal de métamorphisme.

- *la série brune*, (tableau 1), composée de gneiss riches en biotite, parfois ocellés, est caractérisée par l'association staurotide, disthène.

Comme en surface, nous avons rencontré ces deux séries en galerie. Les 4 800 premiers mètres, comptés à partir de la fenêtre de Ravoire montrent une alternance continue de gneiss riches en biotite,

de zones granodioritiques et de migmatites. Après le point 4 800 m, et ceci jusqu'à la fenêtre de Tête-Noire, les gneiss riches en biotite dominent nettement. La transition entre les deux séries se fait par une région très mylonitisée : les plans mesurables présentent des directions variant entre N-S et N 30°.

Ces deux ensembles forment une demi-voûte anticlinale orientée N 20°, dont le coeur très migmatisé correspond à la série de Fully, d'âge peut-être anté-cambrien (KRUMMENACHER D., et al., 1965).

A l'intersection entre la galerie principale et la fenêtre de Planajour (5 350 m) existent de très belles pegmatites intrudées dans la série brune.

La galerie recoupe entre 6 500 m et 6 800 m les calcaires anciens métamorphisés, analogues à ceux cartés par Oulianoff (calcaires silicatés et marbres sur la carte suisse au 1/25.000e de Finhaut).

II.1.2. - Ensembles lithologiques du massif du Mont-Blanc.

La galerie traverse la partie septentrionale du massif du Mont-Blanc, rencontrant successivement deux formations classiques distinctes. Depuis la fenêtre de Trient et jusqu'à 2 450 m, en direction du S-E, ce sont les schistes cristallins : gneiss à biotite et/ou à muscovite, gneiss oillés, calcaires anciens, marbres et amphibolites métamorphisés, et des quartzites. Ensuite, c'est le granite du Mont-Blanc, encore appelé protogine. La direction moyenne du contact est NE-SW, avec un fort pendage vers le SE. Ces formations ont fait l'objet de nombreux travaux, et l'on pourra trouver dans les publications leurs descriptions détaillées.

Mentionnons que cet ensemble métamorphique, d'après P. et C. BORDET, 1960, appartient à la série satinée. Le granite intrusif du Mont-Blanc, quant à lui, est daté comme étant hercynien (tableau 1).

Les domaines métamorphiques sont indiqués dans le tableau suivant (d'après KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P., 1965) :

Tableau 1

LES SERIES METAMORPHIQUES DANS LES MASSIFS CRISTALLINS

Ensembles métamorphiques		Mont-Blanc	Aiguilles rouges	Arpille
Granites intrusifs hercyniens	Série satinée			
	Série verte			
	Série brune			
	Série Erstfeld et Aiguilles Rouges			
	Série à pinité ou série de Fully			

Les datations absolues, effectuées sur certaines séries, donnent les âges suivants (KRUMMENACHER D. et al, 1965) :

- migmatites : 770 MA
- série de Fully granodiorites : 736 MA
- série des Aiguilles Rouges : 410 MA
- Granodiorite de l'Arpille : 350 MA
- Granite de Vallorcine : 460 et 350 MA
- Granite du Mont-Blanc : 355 et 242 MA

DEBELMAS J., 1974, constate que la majorité des granites alpins (Mont-Blanc, Pelvoux et Argentera) sont carbonifères : 320 à 270 MA.

II.1.3. - Le synclinal complexe permocarbonifère de Salvan-Châtelard.

Cet ensemble, transgressif et discordant sur le cristallin, est formé de roches détritiques, avec les conglomérats (poudingue de Vallorcine), grès et schistes ardoisiers du carbonifère supérieur, ainsi que les conglomérats (type Verrucano), arkoses, grès et schistes chloriteux (souvent rougeâtres) du permien. Cette sédimentation paléozoïque ne débute qu'au Westphalien supérieur, et remarquons l'absence, à notre connaissance, d'éléments du granite du Mont-Blanc dans les conglomérats du Westphalien D. Le granite intrusif n'affleurerait donc pas encore à cette époque.

II.1.4. - Le synclinal de Chamonix-Martigny.

Les sédiments post-hercyniens de cette zone, qui tous les auteurs l'admettent, constituent la couverture des Aiguilles-Rouges - Mont-Blanc, ainsi que la racine de la nappe de Morcles, sont essentiellement mésozoïques (du Trias au Crétacé). Notons qu'il existe également du Nummulitique et du Siderolithique.

II.2. - TECTONIQUE REGIONALE.

Les premiers travaux effectués dans les massifs de l'Arpille et du Mont-Blanc, sont ceux de CORBIN P. et OULIANOFF N., 1927-1965. Leur interprétation est la suivante :

- Première déformation : Il n'est pas possible d'en connaître le style ou la direction, mais ses effets se manifestent par une érosion consécutive formant les éléments détritiques à l'origine de la majorité des ensembles cristallophylliens.

- Deuxième déformation : (antécarbonifère supérieur - phase hercynienne du 1er stade) : elle provoque le plissement et le métamorphisme de ces schistes cristallins, la direction de cette ancienne tectonique étant probablement N-S. Ensuite, les granites (Vallorcine - Mont-Blanc) s'intrudent dans les séries précédentes avec leurs cortèges filoniens orientés N 10° à N 25° et métamorphisent l'encaissant à leur contact (formation de cornéennes, dont les plus belles sont celles jouxtant le granite de Vallorcine).

Ce plissement ancien laisse sa trace dans la protogine sous forme de trainées d'enclaves schisteuses N-S à N 10°. D'après OULIANOFF N., 1965, le granite forme le coeur d'un anticlinal N-S bordé par deux zones de métamorphisme de contact et de migmatisation (bande de Quartz porphyres. Figure 7).

- Troisième tectonique (antétriasique - phase hercynienne du 2ème stade) : après la sédimentation du carbonifère supérieur et du permien perturbée par quelques mouvements intervient une phase de direction N-S à N 30°. Les plis du permocarbonifère pincés entre les masses cristallines n'ont pas les mêmes amplitudes que celles du cristallin, qui est d'ailleurs tronqué. Une forte mylonitisation accompagne ce dernier événement hercynien.

- Tectonique alpine : le trias est discordant sur les séries antérieures. Cette tectonique est NE-SW, accompagnée de mylonites NE-SW, de fentes à quartz de même direction ou horizontales.

Il est souvent difficile de repérer les éléments géométriques des anciennes déformations dans les gneiss. Mais c'est OULIANOFF N. qui a le premier indiqué l'existence de quatre orogénèses au minimum, nommant "tectonique superposée" le décalage successif dans l'espace et dans le temps des lignes directrices tectoniques.

VON RAUMER J., 1967, présente une synthèse bibliographique, dont il nous semble utile de rapporter certains points capitaux : BELLIERE J., 1958, mentionne l'ancienne direction N-S dans la partie française des Aiguilles Rouges, retrouvée à l'ouest du Rhône par KRUMMENACHER D., 1959, qui indique dans cette région une direction hercynienne N 40 à N 60°. LABHART T.P., 1965, a découvert dans le massif de l'Aar une ancienne direction N-S antérieure à une direction hercynienne NE-SW. VON RAUMER écrit donc que les deux directions N-S et NE-SW sont confirmées par la littérature. Les zones de direction N-S à N 20 dans la protogine sont interprétées comme les blastomylonites d'un stade tardif du granite facilitant la mise en place de quartz porphyre ou bandes de granites tardifs. Finalement, ses observations dans le massif du Mont-Blanc le conduisent à la succession suivante :

- Structures varisques :

Formation d'une structure schlierendom NE-SW ; cristallisation et croissance endoblastique des feldspaths potassiques, dont les structures présentent des axes-B NE-SW ; zones de mouvement N 20° ; granites tardifs et quartz porphyres N 20°.

- Structures alpines :

Mylonite et schistosité S 1 NE-SW ; schistosité S 2 E-W ; cisaillements N-S et E-W ; fentes à quartz ; cisaillements horizontaux avec épidote et quartz.

STECK A., 1966, a trouvé trois schistosités liées aux déformations alpines dans le massif de l'Aar : S 1 (N 45°), S 2 (N 90°) et S 3 (N 180°) précédant également les cisaillements horizontaux. Remarquons que sur les figures de STECK, S 2 et S 3 correspondent respectivement à des cisaillements dextres et senestres.

D'après tous ces auteurs trois directions majeures antésecondaires sont à retenir :

- Nord-Sud, ancienne.
- NE-SW ou varisque, liée à la mise en place des granites.
- N 20°, liée à la mise en place des granites tardifs et des quartz porphyres, peut-être la dernière phase hercynienne antétriasique.

CARME F., 1970, propose un schéma plus complexe :

- Cycle antéhercynien : petits plis P 1 dans les Aiguilles Rouges N 110 à 130 ; plis P 2 N 40 à N 70 déversés vers le SE, correspondant à une première granitisation syntectonique (Sept Laux et Vallorcine) et à un microplissement généralisé de la foliation dans L'Arpille.

- Cycle hercynien : plis P 3 N 100 à N 130 à Belledonne ; plis P 4 N 125 à N 155 déjetés vers le NE dans Taillefer et Belledonne ; voûte N 160 au Sud des Aiguilles Rouges et demi-voûte N 20° dans L'Arpille.

Le but de cette étude n'étant pas purement tectonique, des données complémentaires seraient nécessaires pour une interprétation générale. Aussi, ne donnerons-nous ici que les observations faites dans les massifs de L'Arpille et du Mont-Blanc, complétées par les résultats des publications antérieures et comparées à ces mêmes publications.

Les éléments géométriques observés dans la galerie, et en conséquence d'échelle métrique sont la foliation des schistes cristallins, les microplis de cette foliation, l'orientation des filons ainsi que la fracturation.

Il est commode de distinguer deux grandes époques dans la déformation du socle des massifs de cette région : l'une, anté-carbonifère édifie l'essentiel de leur architecture, l'autre alpine utilise souvent les traits structuraux acquis antérieurement. En effet, alors que les phases antécarbonifères plissent et métamorphisent le "matériel cristallin", ce dernier réagit de manière plus ou moins cassante, fait admis par les auteurs cités auparavant, lors des phases antétriasiques et alpines.

Les filons pegmatitiques, aplitiques et granodioritiques traversant les schistes cristallins sont datés antécarbonifères : OULIANOFF N., 1924, mentionne que ceux-ci sont toujours tronqués par les terrains carbonifères.

II.2.1. - Éléments géométriques des tectoniques anté-secondaires.

La galerie de Ravoire (massif de l'Arpille) a été divisée en quatre secteurs, présentant des caractères plus ou moins homogènes.

La terminologie adoptée ici est la suivante :

- x : nom de la zone des pôles des plans de foliation S_0 ,
- βx : pôle de cette zone x,
- Bx : axes des microplis correspondant à la zone,
- Fx : filons associés à la zone x.

Lorsqu'une poussée s'exerce sur un matériel présentant une hétérogénéité planaire, les plans ont tendance, soit à jouer en cisaillements, soit à se disposer perpendiculairement à la poussée, et leurs normales se mettront alors sur une zone, dont le pôle βx , s'il est proche de l'équateur, sera subperpendiculaire à la contrainte maximum. Dans ce cas, les pôles des fentes de tension Fx, toujours parallèles à la contrainte maximum et correspondant aux filons, seront confondus avec le pôle βx de la zone. C'est pourquoi, nous écrivons, que les pôles Fx sont associés à la zone x. Les zones sont donc reconstituées qualitativement avec les filons associés, les axes de microplis et après comparaison avec les éléments observés en surface (figure 9). L'examen de la figure 8, représentant les éléments géométriques des quatre secteurs donnent les renseignements suivants :

- R 1 000 à R 2 000 :

Les pôles des plans de foliation S_0 s'ordonnent sur deux zones, l'une E-W (x, pôle βx), l'autre N 120 (y, pôle βy).

Les plans Nord-Sud prennent souvent l'allure d'une schistosité de fracture s_t .

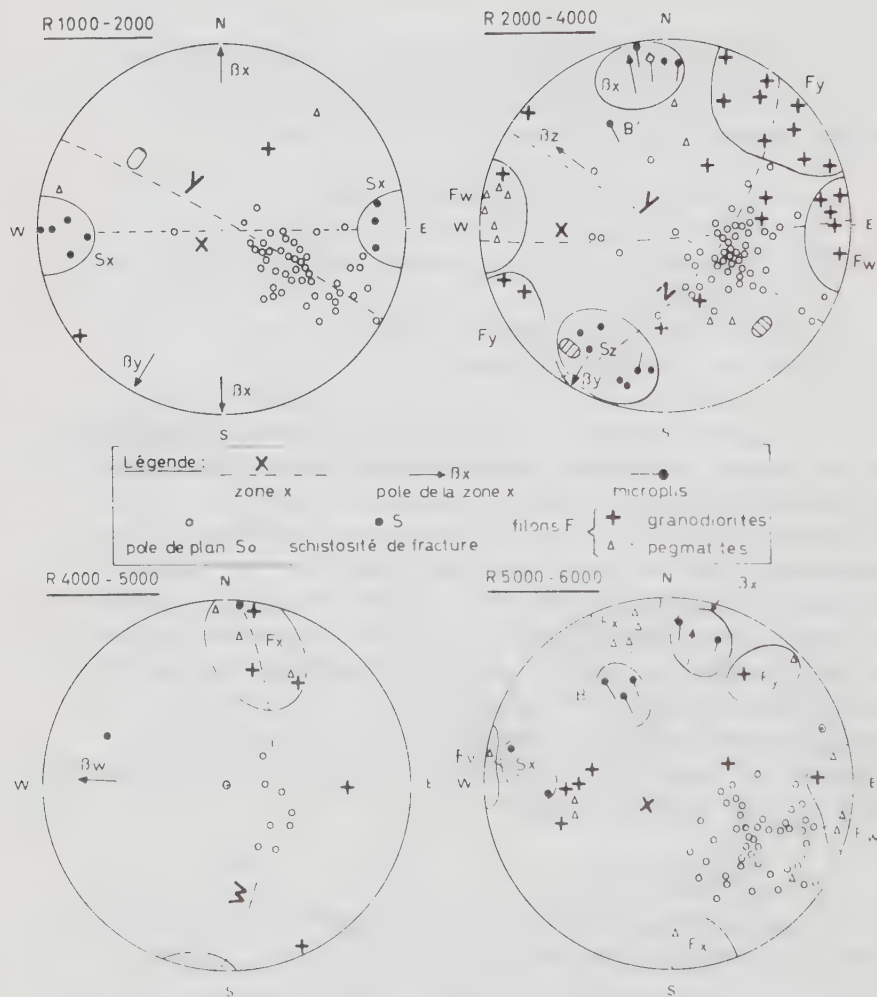


fig.8: ELEMENTS STRUCTURAUX — GALERIE DE RAYONNEMENT

- R 2 000 à R 4 000 :

Les pôles des plans de foliation sont sur trois zones dont deux, x et y nous sont déjà connues. Notons que la zone y est associée à des filons F N 120°. La troisième zone est orientée N 140° (z, pôle Bz). Une nouvelle génération de filon, Fw, orientés Nord-Sud apparaît ainsi que des microplis Bx de la foliation, eux aussi nord-sud.

- R 4 000 à R 5 000 :

Les pôles S_0 assez groupés, s'agencent toutefois sur une zone Nord-Sud (w, pôle Bw), qui est associée aux filons Fw.

- R 5 000 à R 7 400 :

A ce secteur correspond une zone x sur laquelle se trouvent les pôles s_0 , les filons Fw ainsi que la schistosité s_t . Au pôle Bx correspondent des microplis Bx, et légèrement décalés les filons E-W (Fx).

D'après les antériorités des filons, il est possible de reconstruire la succession suivante (voir également la figure 9) :

- Phase x : pôles Bx et filons E-W (Fx).

Peut-être peut-on associer à Bx les microplis Bx déversés vers l'W. Le plan axial est souvent incliné de 40 à 50° vers l'E, mais parfois est sub-horizontal, avec toujours un déversement W (Annexe - planche I-D).

- Phase w : pôles Bw et filons N-S (Fw).

Cette phase est surtout marquée par la présence de filons Nord-Sud. (Annexe - planche II-C).

- Phase y : pôles By et filons N 120°.

Ces filons Fy sont perpendiculaires aux alignements de calcaires anciens et d'amphibolites.

- Phase z : pôles Bz : peut être associé à des microplis B' de faible importance, visibles entre R 5 000 et R 7 400. Cette "phase" n'est pas datée relativement aux autres avec sécurité.

En comparaison avec le schéma de VON RAUMER, une tectonique N-S précède une tectonique de direction varisque NE-SW. Ces deux directions sont parfaitement visibles en surface : microplis de la foliation N-S et axe de la zone des pôles des calcaires anciens NE-SW (figure 9).

La schistosité s_t (Annexe - planche I - A, B, C) ne peut être associée aux plis Bx, étant toujours oblique aux plans axiaux. L'analyse structurale du permo-carbonifère entre Châtelard et Finhaut montre une zone N 105°, formée par les pôles des plans des couches stratigraphiques et les pôles des plans de schistosité. Cette dernière, très développée, est orientée N 15° et est subverticale. On peut noter, qu'elle est sub-parallèle à s_t . La courbure du synclinal de Salvan-Châtelard qui, dans sa partie NE est orientée N 30°, peut résulter d'une adaptation à la compression alpine.

Cette phase cassante antétriasique est associée à des failles mylonitisées, dont l'orientation varie entre N 10° et N 40°.

Dans la galerie de Trient (massif du Mont-Blanc), les schistes cristallins sont orientés en moyenne N 30° (figure 10). Les pôles se placent sur une zone orientée N 40° à N 30°. Alors que les pendages restent constants (environ 70° SE), les directions peuvent varier entre NS et N 65°, et semblent donc également s'être adaptées à la direction de la compression alpine.

Quant au granite lui-même, une direction est toujours nettement marquée : elle correspond à celle des plans de mâcles des cristaux de feldspath généralement NE-SW, parallèle à la foliation, notée par CARME (1971), du granite de Vallorcine (figure 10-C). D'après VON RAUMER J., 1967, cette direction résulte de la mise en place du granite (direction varisque : NE-SW), et correspond à la phase γ , responsable de la zone γ des pôles s_0 dans le massif de l'Arpille.

FIG. 9

ELEMENTS STRUCTURAUX DE L'ARPILLE EN SURFACE

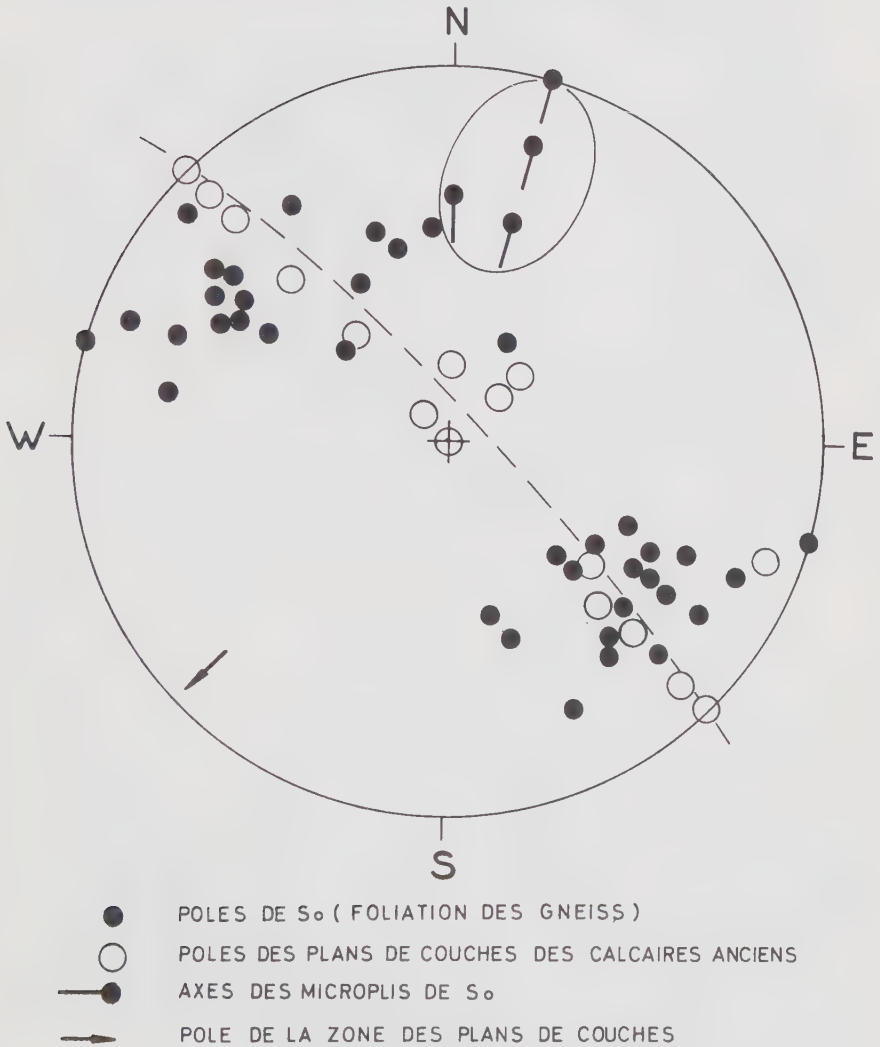
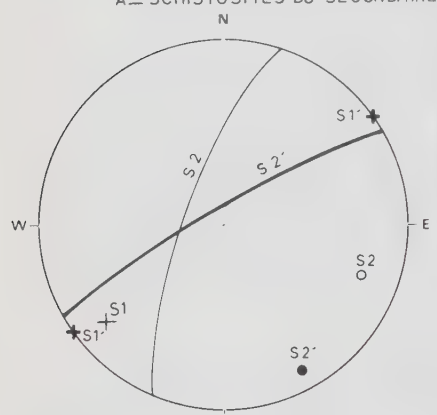
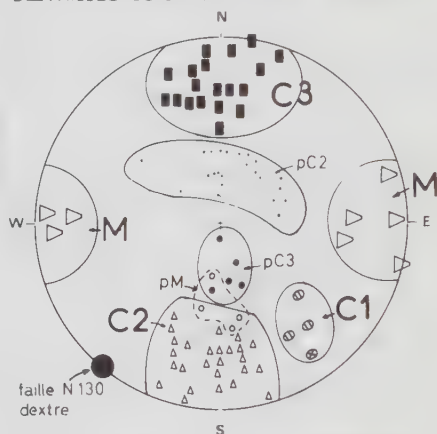


FIGURE 10 (A,B,C) : ELEMENTS STRUCTURAUX DANS LE MASSIF DU MONT-BLANC
 A_ SCHISTOSITES DU SECONDAIRE B_ FAILLES DU GRANITE DU MONT - BLANC

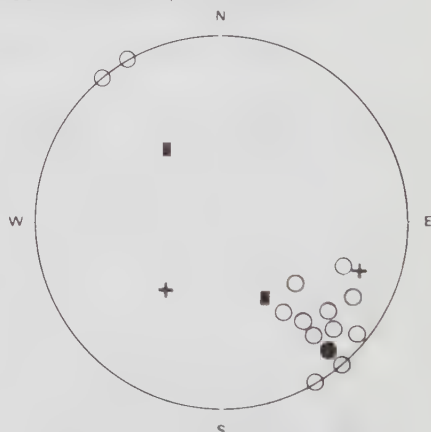
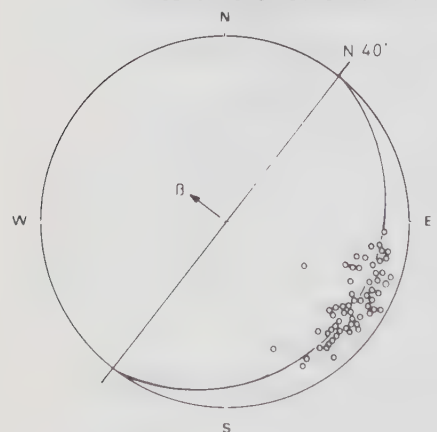


plans de couches schistosité lieu
 S1 S1' Val Ferret
 S2' S1' Martigny



pM : poles des stries de la famille de
 failles M
 ⊖ = failles inverses et ⊕ = failles ouvertes de C1

C_ ELEMENTS STRUCTURAUX DU MASSIF DU TRIENT (EN GALERIE)



o = poles des S₀ des schistes cristallins _ ⊙ = orientation des feldspaths du granite
 ● = foliation du granite de Valloirine _ ■ = fentes de tension en échelon du granite
 + = filons de granodiorite ou aplites dans le granite

FIG. 11

FISSURES D1

GALERIE DE RAVOIRE
GRANDDIORITE

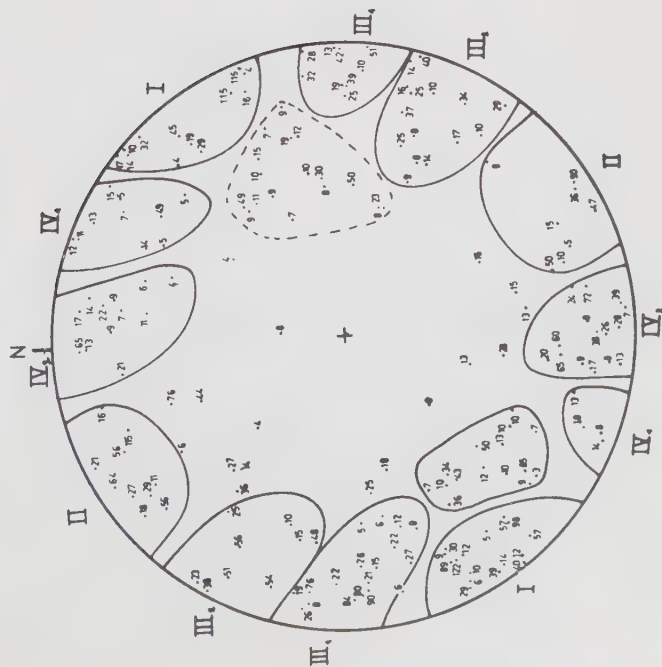


FIG. 12

FISSURES D1

GALERIE DE RAVOIRE
GNEISS

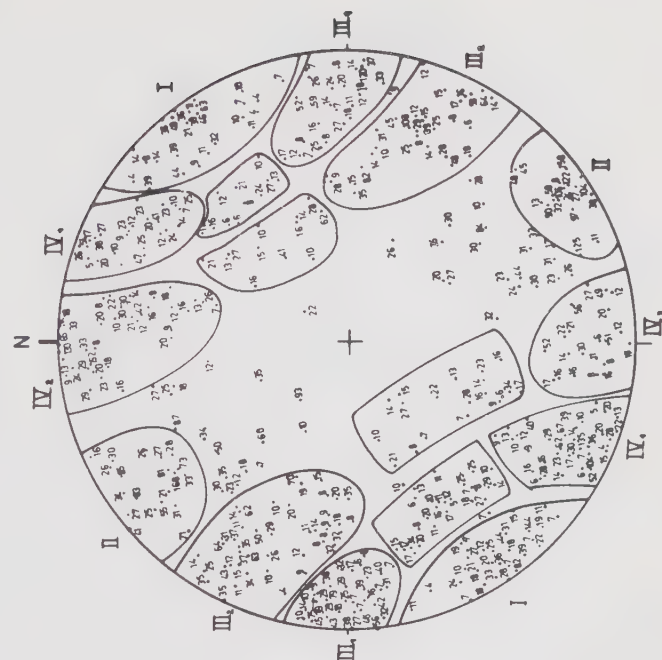


fig. 13

FISSURES D1

ARPILLE - SURFACE

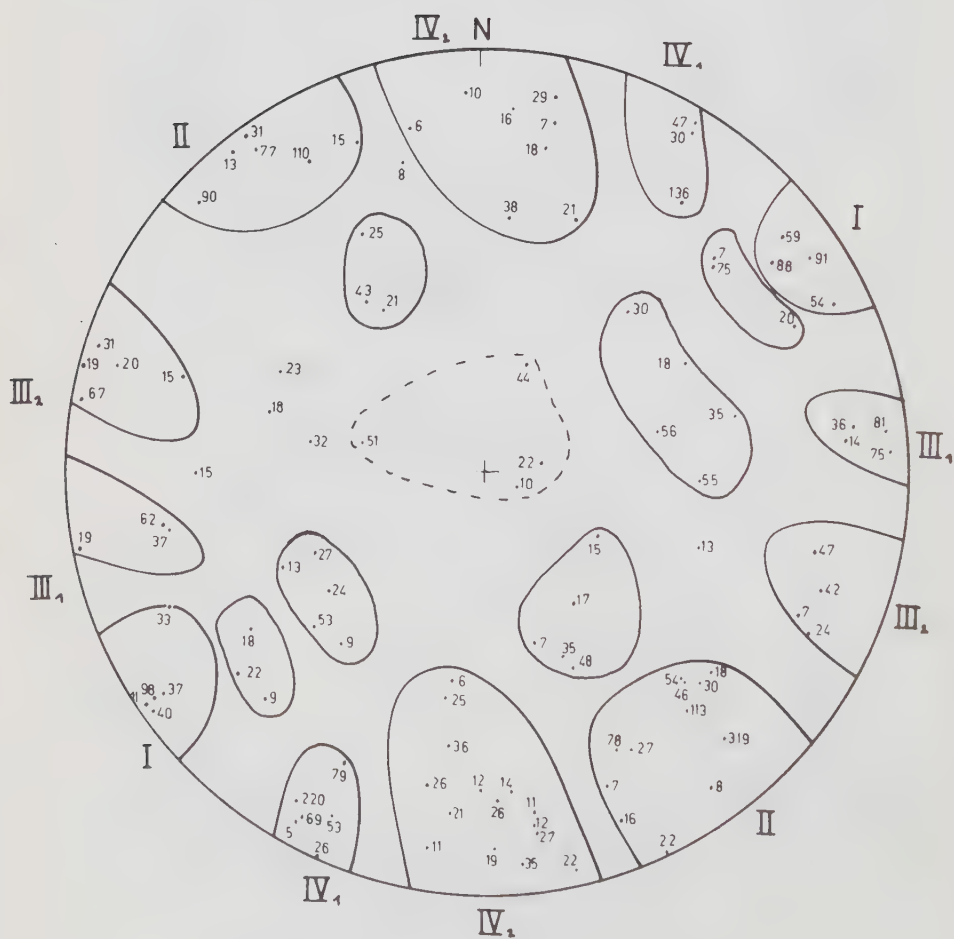


FIG.14

FISSURES D1
GALERIE DE TRIENT
SCHISTES CRISTALLINS

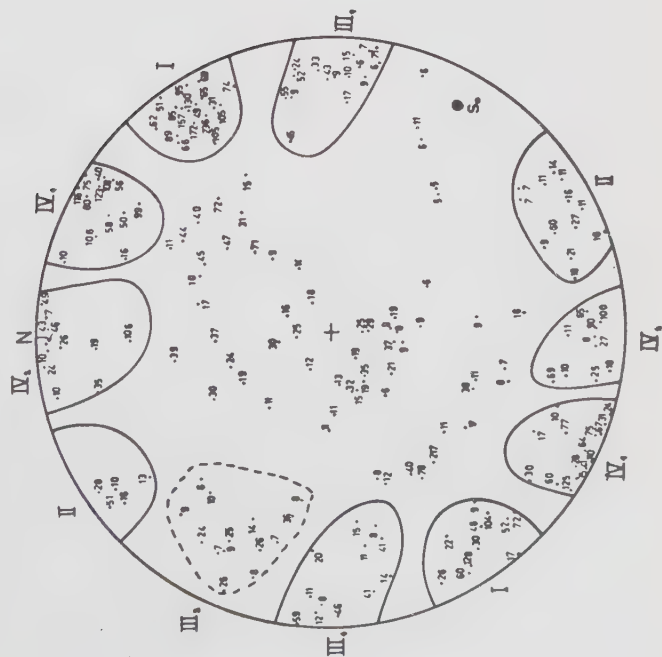
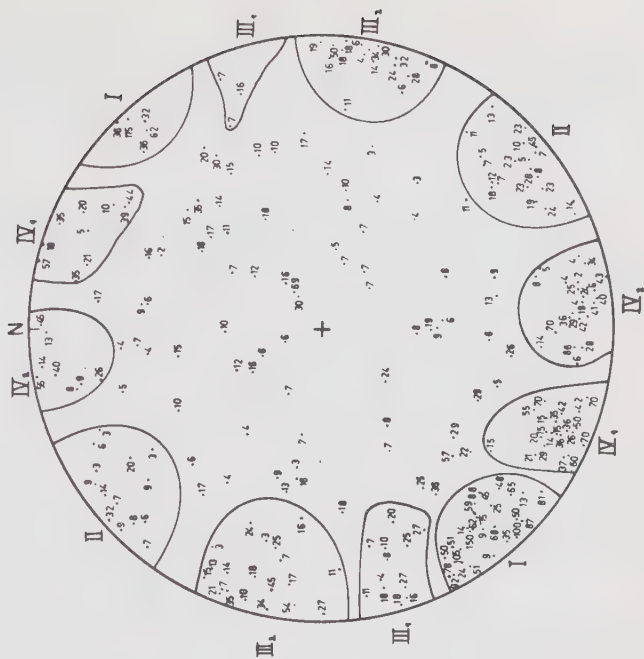


FIG.15

FISSURES D1
GALERIE DE TRIENT
GRANITE



II.2.2. - Eléments géométriques de la tectonique alpine.

Comme nous l'avons déjà mentionné sous II.2., les phases cassantes pour le socle sont celles post-permocarbonifère. Nous admettons comme première hypothèse que la fracturation est surtout alpine.

Toutes les projections stéréographiques des plans de fissures (d3 et d1), que ce soit dans l'Arpille ou dans le Mont-Blanc montrent deux axes de symétrie orthogonaux et de direction N 55° (A1) et N 145° (A2) auxquels correspondent deux systèmes régionaux importants :

- système I : N 140° à N 150°
- système II : N 50° à N 60°
- (figures 11, 12, 13, 14, 15).

Les pôles des autres systèmes se distribuent sur deux cônes de concentration maximale, dont l'axe commun A1 est orienté N 55°. Il est possible de distinguer plusieurs accumulations sur les cônes :

- III₁ et IV₁ sur le premier cône (demi angle d'ouverture par rapport à A1 : environ 30°),
- III₂ et IV₂, sur le deuxième cône (demi angle d'ouverture par rapport à A1 : environ 50 à 60°).

L'axe vertical constitue également un axe de symétrie, et de ce fait la symétrie générale est de type monoclinique. Cette disposition a déjà été observée par LILLIE F., 1974, dans les roches cristallines du gisement du Chardon (Vendée).

Les failles (tableau 2), que ce soit dans l'Arpille ou dans le Mont-Blanc, montrent des sens de mouvement analogues, que l'on peut résumer comme suit :

- les mylonites alpines N 50° : dans le Mont-Blanc, elles correspondent d'après les données pétrographiques d'Oulianoff à des chevauchements vers le NW (stries dans la plus grande pente), synchrones de l'écrasement intense subi par la protogine il y a 40 MA (Oligocène) (LEUTWEIN F. et al, 1970). La déformation du massif montre alors un raccourcissement important NW-SE et un étirement NE-SW, parallèle au synclinal de Chamonix-Martigny.
- les failles N-S, très souvent mylonitisées, parallèles aux systèmes de fissures III₁ et III₂, sont soit des cisaillements senestres, soit des failles à rejet vertical, le compartiment Est montant (Annexe - Planche IV-A,B).

- les failles E-W, parallèles aux systèmes IV_1 et IV_2 jouent en décrochements dextres (Annexe - Planche II.A, B). Dans la galerie de Ravoire, vers R 3250, deux failles E-W sont des mylonites importantes, à éléments bréchiques grossiers.

Dans le massif de l'Arpille existent de nombreuses failles normales (système F) orientées N 130° à N 160°, parfois un peu ouvertes, contenant très souvent du quartz "feuilleté" parallèlement aux lèvres.

Sur la figure 16 ont été reportés les sens de cisaillement des failles majeures dans ce même massif, lorsqu'ils étaient certains (décrochements de pegmatites ou autres filons). On peut tracer une limite sur la projection entre les déplacements senestres et dextres, correspondant à l'axe A1 (N 50°).

Ces faits s'accordent bien avec les axes de symétrie observés sur les projections stéréographiques. La contrainte maximum, parallèle à l'axe A2 est donc orientée NE-SW.

Les pôles répartis sur les cônes correspondent à des fissures de cisaillement. Mais ceux situés à l'intersection des cônes avec l'axe A1 ne peuvent plus être considérés comme de purs cisaillements : ce sont des *failles normales*. En effet, ces plans sont perpendiculaires en orientation avec la direction d'allongement maximum de la déformation qui, comme nous l'avons vu, est NE-SW.

Dans le secondaire de la zone helvétique existe une schistosité S2 se moulant sur les noyaux cristallins : elle est NE-SW dans le synclinal de Chamonix-Martigny et NNE-SSW dans le Val Champex. Sa direction est donc généralement perpendiculaire à A2, et est postérieure à une linéation probablement minérale l1, disposée selon la plus grande pente de S2 et correspondant à une schistosité S1 NW-SE. Ces faits sont en accord avec AYRTON, 1969 (figure 10-A).

Une deuxième génération de failles, également importante, est orientée E-W, inclinée soit vers le S, soit vers le N et jouant fréquemment en chevauchement, associée à des mouvements dextres des failles NW-SE (N 130°) du système I (Annexe - Planche III - A, B). Il est possible d'interpréter ce deuxième ensemble, comme résultant d'une contraction N-S, postérieure à la concentration NW-SE (les failles chevauchantes recoupant les décrochements E-W ou N-S). Mentionnons que parfois ces failles E-W sont normales.

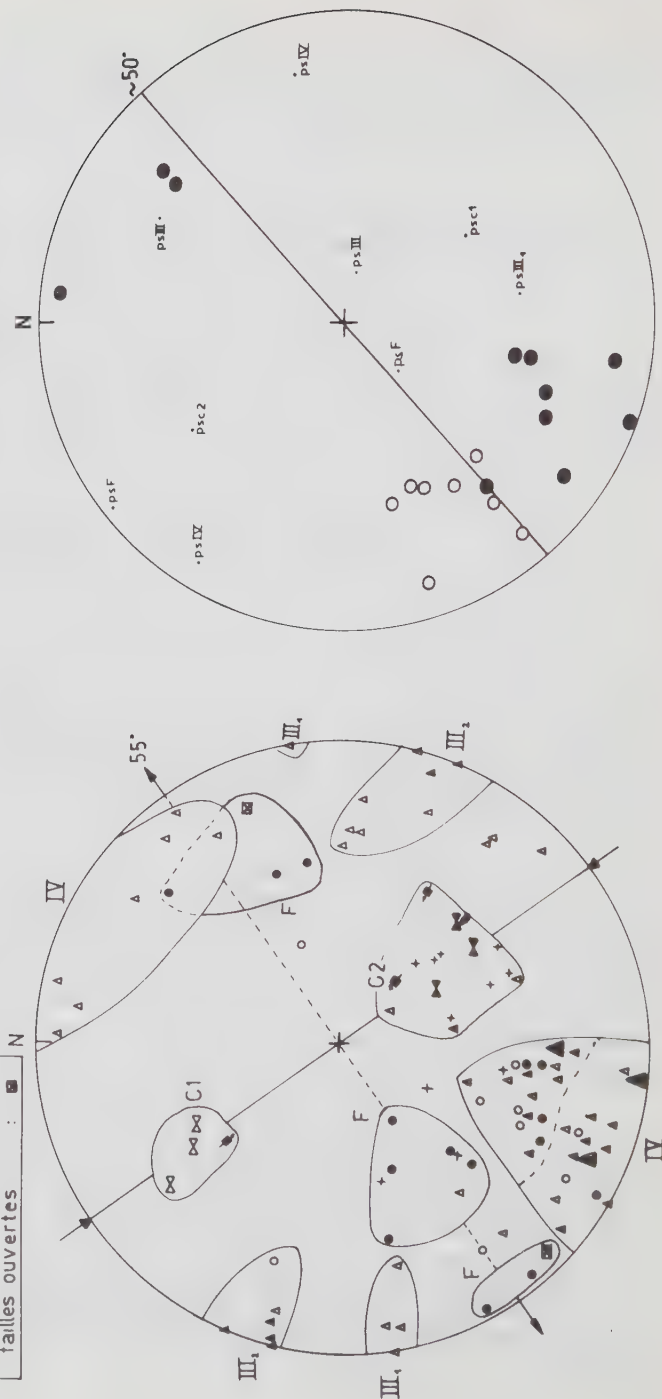
FIG. 16 : LES DIVERS TYPES DE FAILLES DANS LE MASSIF DE L'ARPILLE

TYPES DE FAILLES

failles inverses	: ○
failles normales	: ●
mylonites	: ▲
failles schisteuses	: △
mylonites bréchiques	: ▴
failles striées	: ⇨ ⇩
failles ouvertes	: □

CISAILLEMENTS

- : cisaillements senestres
- : cisaillements dextres



Les observations faites par VON RAUMER J., 1967, indiquent que des recrystallisations de biotites jeunes, postérieures à la cristallisation des feldspaths se font suivant des plans NE-SW et des plans E-W, ce qui s'accorde avec nos données.

Dans le massif des Aiguilles Rouges existent également des failles E-W (N 100° à N 110°) pentées de 40° à 50° soit vers le sud, soit vers le nord.

Une troisième génération de failles, la plus récente se matérialise de deux manières (Annexe - Planche III - C, D, E, F) :

- soit ce sont des plans horizontaux de cisaillements, recoupant toutes les structures antérieures, présentant une extension spatiale, souvent importante (on peut les suivre sur plusieurs dizaines de mètres) et portant des stries NW-SE. Les parois de ces fractures sont souvent tapissées de quartz, chlorite, pyrite et épidote.

- soit l'on a des cisaillements horizontaux représentés par des fentes de tension en échelon, remplies de quartz, de direction N 50° en moyenne, inclinées de 40 à 50°, soit vers le NW (mouvement du compartiment supérieur vers le SE), soit vers le SE (mouvement du compartiment supérieur vers le NW). Les remplissages minéraux de ces fentes d'extension tardives donnent des âges de l'ordre de 10 MA (LEUTWEIN F. et al., 1970).

Les masses cristallines ont certainement subi des translations horizontales non négligeables, vu la fréquence et l'extension de ces derniers cisaillements.

Nous noterons, pour finir, que très souvent, et cela peut s'observer très bien dans les gneiss de l'Arpille, les plans de foliation S_0 sont striés (stries orientées NW-SE ou NNW-SSE).

Tableau 2

Failles d3 dans la Protogine du Mont-Blanc (entre 2500 m et 5500 m)

Groupes	Orientation	Fréquences /km	Caractères	Stries et mouvements
I	130-140	46.8	Chlorite	Tendance dextre
II	50-55	40	parfois ouvertes	Plus grande pente
III ₁	170	25.5		
III ₂	15	72.5	Schisteuses Mylonitisées	Plus grande pente Le compart. E monte
IV ₁	110-120	103		
IV ₂	80, 90-70 S	34.9		Plus grande pente
IV ₃	100-60 N	15.3		Plus grande pente
V	75-35 S	non mesuré		
VI	horizontales	non mesuré	Chlorite quartz	Liés aux Fiederspaltén

Tableau 3 : Chronologie des événements tectoniques

Phase	ARPILLE	MONT-BLANC	Synclinal. Permo-carbonifère	Synclinal de Chamonix-Martigny
0	plis isoclinaux metam. So			
x	Microplis N-S déversés vers l'W avec filons E-W			
w	Filons N-S			
DIRECTION VARISQUE	Les plans de foliation se mettent sur une zone, dont le pôle est orienté N 30°.	Mise en place du granite de Vallorcine (460 et 350 MA)		
	Cette direction est sub- parallèle à la zone des calcaires anciens et amphi- bolites : N 45°.	Foliation N 50°		
z	Filons granodiorites : N 120° à N 130°	Mise en place du granite du Mont-Blanc (350 et 242 MA)		
	Microplis B. Bz	Foliation N 40° à N 50°		
TECTONIQUES ANTE-TRIASIQUES	Schistosité de fracture : N-S	Blastomylonites N-S à N 20°	Plis N-S à N 20° Schistosité N-S à N 30° : St	
	Demi-voute orientée N 20°		N - S A N 30°	
1		MYLONITES ORIENTEES		Linéation minérale S1
2	Jeunes biotites N 50° Chevauchements NE-SW Failles NS senestres Failles EW dextres		Kink-band reprennant St = plans de chevu- chement NE-SW pentés vers le NW (45 à 70°)	Axes des plis : NE-SW Schistosité S2
3	Jeunes biotites E-W Chevauchements N-S			
4	Grands cisaillements horizontaux avec fentes de tension en échelon Surrection des Massifs cristallins externes			Mise en place des nappes
10 MA 15 MA				

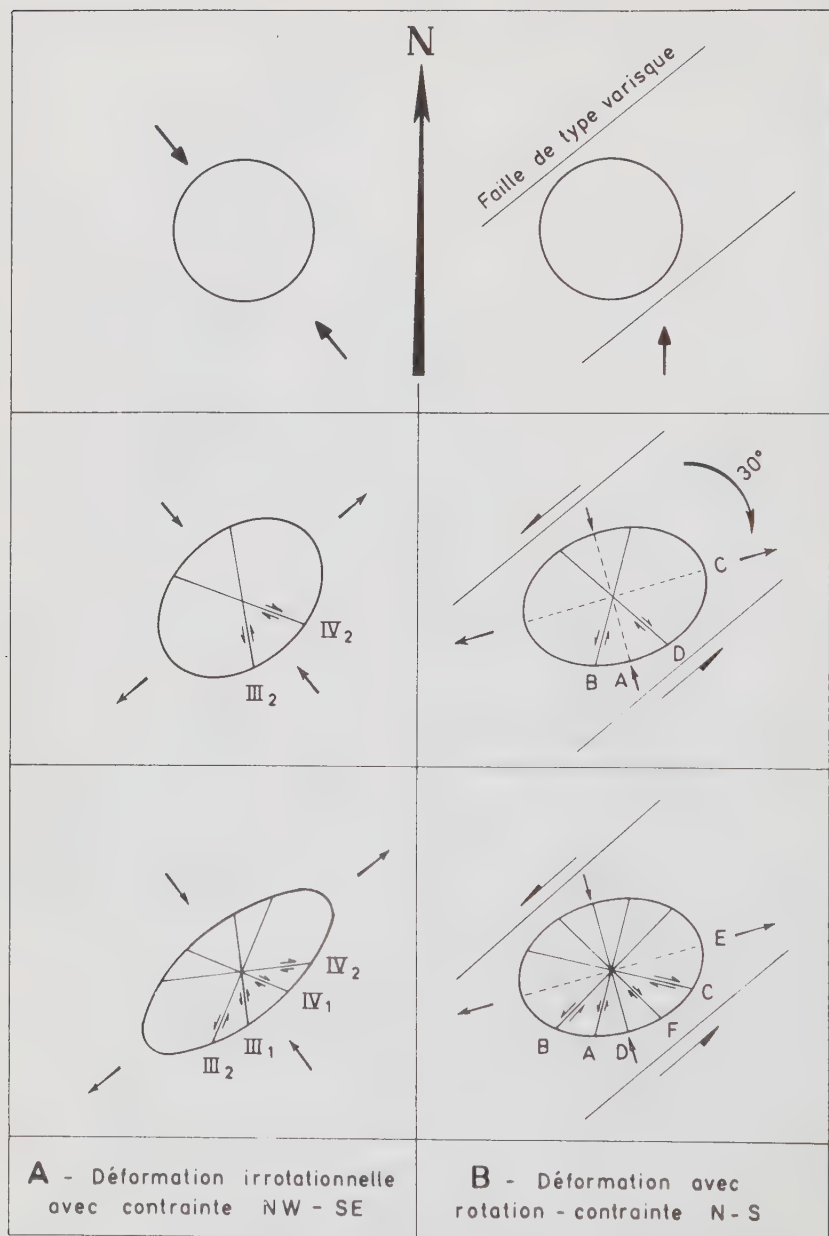


FIG.17 : DEUX HYPOTHESES POUR LA FORMATION
DE DEUX PAIRES DE CISAILLEMENT

II.2.3. - Discussion à propos de l'origine des deux paires de cisaillements.

Comme nous l'avons déjà mentionné, il existe quatre systèmes de cisaillements : III_1 , III_2 , IV_1 et IV_2 . Ce dispositif se rencontre assez fréquemment, et l'on peut imaginer plusieurs mécanismes. En premier lieu, nous admettons que les cisaillements se créent à 30° de part et d'autre de la contrainte maximum.

A) Déformation inrotationnelle (Figure 17-A) :

Considérons à l'origine un élément sphérique de matériau. Si l'on applique une contrainte parallèle à l'axe A_2 , que nous avons défini auparavant, l'élément sphérique se déforme en une ellipsoïde dont le raccourcissement maximum correspond à l'axe A_2 , et l'allongement maximum à l'axe A_1 . Une paire de cisaillements, III_2 et IV_2 apparaît en faisant un angle de 30° de part et d'autre de A_2 .

Si la déformation se poursuit, le raccourcissement en même temps que l'allongement augmente. L'angle entre III_2 et IV_2 , originellement valant 60° va s'ouvrir par rotation interne (CLOSS E., 1955) et, lorsqu'il atteindra une certaine valeur limite, que l'on peut fixer ici à environ $110-120^\circ$, une deuxième paire de cisaillements apparaît, en faisant également un angle de 30° de part et d'autre de A_2 . Ce sont les systèmes III_1 et IV_1 .

Cette hypothèse implique donc l'antériorité de l'ensemble (III_2 , IV_2) par rapport à l'ensemble (III_1 , IV_1). Le schéma final correspond bien avec la symétrie observée par rapport à A_1 et A_2 .

B) Déformation avec rotation (figure 17-B) :

VIALON P., 1973, a proposé une explication des déformations alpines, faisant intervenir le jeu des grandes failles de type cévenol ($N 50^\circ$). Ce sont en particulier les failles d'Alès-Privas, qui pourraient se poursuivre dans le synclinal de Chamonix-Martigny, et la faille de Nîmes, limitant au SE le massif du Pelvoux.

Le massif du Mont-Blanc peut donc être encadré par une faille Chamonix-Martigny au NW et par une faille passant par le Val Ferret au SE (BAGGIO et MALARODA, 1960 et 1961).

Lors de la phase paroxysmale (40 MA), ces fractures, d'après VIALON, jouent en décrochements senestres, provoquant des rotations

anti-horaires dans les massifs. Ce phénomène est maintenant prouvé pour le massif du Pelvoux (WESTPHAL M., 1973). Nous pouvons faire l'hypothèse d'une rotation senestre valant 20° à 30° pour le massif du Mont-Blanc.

Fracturation avant rotation (contrainte générale N-S) :

Système A : N 165 B : N 15 C : N 75 D : N 135

Fracturation après rotation de 30° :

A : N 15 B : N 45 C : N 105 D : N 165

et apparition de : E : N 75 F : N 135

Selon ce schéma, nous retrouvons à 5° près les mêmes orientations des systèmes qu'auparavant, et dans ce cas III_2 (A), III_1 (D) et IV_1 (C) sont antérieurs à IV_2 (E). Mais leurs rôles mécaniques respectifs ne sont plus les mêmes, puisqu'après rotation, les systèmes IV_2 et III_1 sont les fentes de tension. Les symétries devraient donc s'ordonner par rapport à deux axes N 165 correspondant à D, et à N 75 correspondant à E.

Tableau 4 : Fissures lors des contraintes NW-SE et N-S

A - Déformation irrotationnelle Contrainte NW-SE			B - Déformation avec rotation Contrainte N-S		
N 20	senestre	!	N 15	senestre	!
N 50	tension	!	N 45	senestre	!
N 80	dextre	!	N 75	tension	!
N 110	dextre	!	N 105	dextre	!
N 140	tension	!	N 135	dextre	!
N 170	senestre	!	N 165	tension	!

Pour le cas B, nous avons tenu compte de la déviation de la contrainte générale N-S, engendrée par les failles varisques préexistantes. La contrainte dans les blocs délimités par ces accidents est orientée N 165° .

Le jeu d'une contraction Nord-Sud dans le domaine alpin, proposé par VIALON, semble se confirmer dans d'autres régions. SOPENA J.P. et SOULAS J.P., 1973, à la suite d'une étude microtectonique dans le Jura écrivent :

"La chaîne du Jura résulte de l'action de deux contraintes dont les directions moyennes sont N 125 et N 000". Nous retrouvons donc les deux directions NW-SE et N-S. Ils écrivent encore :

"La direction de contrainte N 000 (en moyenne) dépasse largement le cadre de la chaîne du Jura. Elle a été observée dans le Languedoc (ARTHAUD F. et MATTAUER M., 1969), dans le Quercy et les Charentes (ARTHAUD F. et CHOUKROUNE P., 1972), dans le Jura souabe (WAGNER G.H., 1958), dans le Jura franconien (SCHRAM S., 1967)".

Ces deux auteurs mentionnent également que la contraction N-S est généralement postérieure à la contraction N 125°.

C) Fracturation polyphasée :

Il est admis que la phase anté-triasique fut cassante pour le socle, avec apparition de mylonites orientées N 10° à N 40°. On peut constater, que cette orientation correspond à celle du synclinal complexe permo-carbonifère de Salvan-Châtelard, et au système III₂.

D) Déviations des contraintes dans les blocs :

Les grands décrochements délimitant des blocs, altèrent les orientations des contraintes au sein de ces blocs (déviations de l'ordre de 15° en moyenne), faisant apparaître ainsi de nouveaux cisaillements d'ordre inférieur.

CONCLUSION. Il est difficile de trancher en faveur d'une hypothèse mais il faut garder à l'esprit que chaque système a pu jouer en cisaillement et en tension, vu l'histoire complexe de ces massifs.

Finalement, par rapport à la phase paroxysmale alpine, provoquant des déformations majeures, nous adopterons le schéma suivant :

- systèmes I et II : tensions
- systèmes III et IV : cisaillements.

CHAPITRE III

ANALYSE STATISTIQUE DE LA FISSURATION

III.1. - RECONSTITUTION DES SYSTEMES REGIONAUX. ECHANTILLONNAGE.

Cette reconstitution s'effectue en deux étapes successives. La première a lieu au niveau de la station : sur la projection stéréographique correspondante, on sépare les pôles des plans de fissures en *groupes*, dont on calcule pôle moyen et fréquence moyenne. La deuxième synthétise toutes les informations obtenues à toutes les stations de la région à étudier^(*) : les pôles moyens sont reportés sur un diagramme unique, où ils ont tendance à former des accumulations que nous appellerons *systèmes régionaux*.

La corrélation entre les projections stéréographiques des divers points de lever exige un élément de référence objectif (soit le joint stratigraphique, soit la schistosité, soit la foliation).

Dans notre cas, il s'est avéré que la foliation n'était pas un plan de référence satisfaisant. De plus, les schistosités sont irrégulièrement réparties et développées. Nous avons donc recherché la meilleure correspondance possible par superposition, puis rotation des diagrammes. Cette rotation n'excédait pas le plus souvent 10°, angle certainement inférieur aux erreurs de mesures. En effet, des tests effectués sur certains plans ont montré que les mesures d'orientation et de pendage faites en plusieurs points d'un plan accusaient dans certains cas des divergences de l'ordre de 20° à 30°.

En galerie, la méthode adoptée pour la répartition des lieux de lever est celle dite de la *maille aveugle* : à partir d'une origine choisie au hasard, on effectue des mesures en des stations régulièrement espacées. La distance adoptée ici est 100 m.

(*) L'ensemble de tous les levers comprend environ 10 000 mesures, avec construction de 200 projections équisurface.

Tableau 5 : Les stations de mesure dans les deux galeries

	Massif de l'Arpille	Massif du Trient
Origine	1000 m après la fenêtre de Ravoire	Fenêtre de Trient
Nombre de stations	64	55

Quatre stations supplémentaires prélevées dans des zones intéressantes proviennent de la galerie de Ravoire.

Un lever de surface, effectué dans le massif de l'Arpille comporte 10 stations, réparties le plus possible à l'aplomb du trajet de la galerie de Ravoire. Elles sont toutes situées dans les gneiss.

III.2. - COMPARAISON DE LA FISSURATION ENTRE SURFACE ET PROFONDEUR.

Cette comparaison n'a été effectuée que dans le massif de l'Arpille, où nous avons fait un lever de surface.

III.2.1. - Les orientations.

Dans tous les cas, nous retrouvons deux groupes orthogonaux I et II. Le premier est parallèle à la contrainte alpine admise pour cette région (NW-SE), le deuxième lui est perpendiculaire. Cette contrainte maximum ainsi reconstituée a pour direction moyenne :

- dans les gneiss de surface : environ N 145°
- dans les gneiss de galerie : environ N 145°
- dans les granodiorites de galerie : entre N 145° et N 150°
(cf. figures 11, 12, 13).

Elle est sensiblement parallèle aux filons de quartz observés en galerie, qui étaient orientés N 130 à N 140°.

Ce résultat est important dans la mesure où il montre la constance directionnelle des groupes de "tension" entre surface et profondeur.

Mais dans d'autres régions (Jura) des rotations ont été observées (PAQUIER F., 1973 - Rapport interne Neuchâtel, communication personnelle).

Les autres pôles sont distribués sur deux cônes de concentration maximale, tournant autour du groupe I. Cette disposition implique l'existence de deux paires de groupes, jouant en cisaillement par rapport à la direction alpine.

Tableau 6 : Angles entre cisaillements et "tensions"

	angle par rapport à la direction moyenne des tensions I	
	Premier cône	Deuxième cône
Gneiss surface	env. 30°	env. 55°
Gneiss galerie	env. 35°	env. 60°
Granodiorites	env. 35°	env. 60°

Les cisaillements ne montrent donc pas, eux aussi, de différences significatives dans leurs orientations entre surface et profondeur.

Que l'on retrouve en profondeur les mêmes ensembles de fissures qu'en surface est un résultat important en hydrogéologie car il permet d'extrapoler les mesures recueillies en surface pour l'implantation d'ouvrages profonds.

III.2.2. - Les fréquences.

Dans la galerie de Ravoire, la pétrographie nous amène à distinguer deux ensembles de stations :

- Les stations localisées dans les zones à foliation nettement marquée (principalement des gneiss, gneiss fins et certaines migmatites). Elles sont au nombre de 49.
- Les stations localisées dans les zones à foliation peu visible ou absente (cornéennes, et essentiellement granodiorites). Elles sont au nombre de 19.

Les fréquences moyennes et les variances de ces fréquences sont comparées entre les *gneiss de surface* (10 stations) et les *gneiss en galerie* (49 stations). Nous éliminons donc le facteur de variation : lithologie. Le test de Student permet de conclure si deux moyennes sont différentes ou non pour un certain seuil de probabilité, que nous avons choisi égal à 5 %.

Les valeurs des fréquences aux différentes stations sont portées en annexe : tableau I pour la galerie de Ravoire, tableau II pour les mesures en surface, tableau III pour quelques stations supplémentaires.

Soit les variances S_1^2 et S_2^2 de deux moyennes m_1 et m_2 . Nous faisons l'hypothèse que les deux distributions correspondant aux deux moyennes sont identiques. La variance commune est donnée par la formule :

$$s^2 = \frac{(n_1 - 1) S_1^2 + (n_2 - 1) S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

n_1 et n_2 étant les effectifs des deux populations,

$$\text{et } t = \frac{m_1 - m_2}{s \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)^{1/2}}$$

Si le t calculé est supérieur au t tabulé, pour un certain seuil de probabilité choisi, les deux moyennes sont alors significativement différentes. Les variances sont comparées à l'aide du test F de Snedecor... Le raisonnement est analogue à celui du test t . Si le F calculé est supérieur au F tabulé, pour le même seuil de probabilité, les variances sont significativement différentes.

$$F = \frac{S_1^2 / S_2^2}{S_2^2 / S_1^2}, \quad S_1 > S_2$$

Les degrés de liberté sont :

$$DF_1 = n_1 - 1 ; \quad DF_2 = n_2 - 1 ; \quad DF_3 = n_1 + n_2 - 2$$

A) Comparaison des fréquences des systèmes en surface.

Le test t va nous permettre de comparer les fréquences moyennes des systèmes de tension I et II avec celles des systèmes de cisaillement, cela en surface.

Tableau 7 : Comparaison des fréquences en surface

groupe	fréquence moyenne	écart-type	t entre II et autres systèmes	t entre I et autres systèmes
I	51,1	27,5	1,95	-
II	109,6	90,6	-	1,95
III ₁	36,6	31	2,41	1,11
III ₂	26,2	25,5	2,8	2,1
IV ₁	66,5	66,9	1,21	0,67
IV ₂	37,1	20,5	2,47	1,29

Les systèmes de tension sont en valeur absolue les plus fréquents en surface : les plus fortes densités appartiennent aux fissures parallèles aux structures alpines (II). Mais le test t permet de nuancer ce schéma, que nous avons d'ailleurs adopté auparavant comme modèle provisoire. n_1 et n_2 valant 10, le degré de liberté DF_3 est égal à 18, ce qui correspond au seuil de probabilité 5 %, à : $t = 2,1$. Nous pouvons donc conclure, d'après le tableau 7, que la fréquence moyenne du système I (parallèle aux structures alpines) n'est pas statistiquement différente de celle des autres systèmes, que ce soit II ou les autres cisaillements. Par contre II présente une fréquence moyenne nettement supérieure à celle des cisaillements III₁, III₂ et IV₂, mais équivalente à celle de I et de IV₁.

Le système de tension I présente une variance assez faible (le rapport s/m est très inférieur à l'unité). Par contre le groupe II a une variance beaucoup plus importante : cela est peut-être dû au fait que ces tensions tendent aux chevauchements, ce qui les perturbe dans certaines zones.

Le groupe IV_1 est également très important en surface. Il joue le même rôle que I, durant l'orogénèse tardi-hercynienne, étant perpendiculaire au synclinal permo-carbonifère de Salvan-Chatelard. Mais ayant rejoué ultérieurement en cisaillement alpin, sa variance a augmenté.

B) Comparaison des fréquences des systèmes entre surface et profondeur.

L'effectif des populations est 10 en surface et 49 en profondeur. Les degrés de liberté valent :

$$DF_1 = 9 \quad DF_2 = 48 \quad DF_3 = 57$$

Au seuil choisi le t tabulé vaut 2.

Tableau 8 : Comparaison des moyennes et variances des fréquences entre surface et profondeur

Groupe	Situation	Fréquences moyennes Fm (/10 m)	Ecart-type s	s/Fm	t	F calculé/F tabulé
I	surface	51.1	27.5	0,54	2,66	1,11 / 2,08
	galerie	26.81	26.1	0,97		
II	surface	109.6	90.6	0,83	3,13	2,94 / 2,08
	galerie	43.9	52.8	1,2		
III ₁	surface	36.6	31	0,85	0,44	1 / 2,08
	galerie	32.8	29.08	0,88		
III ₂	surface	26.2	25.53	0,97	0,98	2,26 / 3,02
	galerie	38.6	38.3	0,99		
IV ₁	surface	66.50	66.9	1	2,69	4,9 / 3,02
	galerie	30.55	30.2	0,99		
IV ₂	surface	37.1	20.5	0,55	0,77	2,28 / 2,08
	galerie	29.12	31	1,06		

Entre surface et profondeur, les fréquences moyennes des tensions I et des tensions II diminuent fortement. Le taux de décroissance est d'environ 50 % à la profondeur de 550 m. Le même phénomène peut être observé pour le groupe IV_1 .

Les fortes fréquences notées pour les groupes de tension en surface sont probablement en relation avec la décompression. Sur les figures 18 et 19 sont dessinées les courbes des moyennes mobiles et des variances mobiles. Les groupes I et IV_1 se distinguent nettement. Leurs moyennes mobiles ainsi que leurs variances mobiles sont peu perturbées tout au long des 6,300 mètres de galerie, ce qui vérifie ce que nous avons écrit auparavant.

- Les variances restent égales (groupe I, tension pure) ou diminuent en profondeur (II et IV_1).

- Pour les groupes, qui jouent essentiellement en cisaillement (III_1 , III_2 , IV_2), les fréquences moyennes ne sont pas statistiquement différentes entre surface et profondeur.

Les variances sont égales pour le groupe III_1 , augmentent en profondeur pour les groupes III_2 et IV_2 .

Il faut remarquer que le rapport s/fm (écart-type/fréquence moyenne) oscille autour de 1, excepté pour le groupe I en surface, qui a la plus faible variance.

III.2.3. - Conclusion.

Le modèle adopté dans l'introduction se vérifie pour l'essentiel. En surface, les groupes de tension ont des fréquences élevées. La variance du groupe perpendiculaire aux structures (I) est faible, par contre celle du groupe parallèle aux structures est plus élevée, avec un rapport s/fm analogue à celui des cisaillements. Ces derniers sont moins fréquents, mais leurs variances sont élevées.

En profondeur, les fréquences des fissures de tension diminuent fortement. A 550 m de profondeur, nous pouvons observer l'équivalence des fréquences moyennes entre tous les groupes (environ 30 fissures pour 10 m de normale), les cisaillements étant restés statistiquement constants.

On peut admettre que les densités des fissures de tension diminuent assez rapidement avec la profondeur. Cette "croûte", dans laquelle les fréquences des fissures de tension sont importantes, correspond à la zone de décompression. Son épaisseur fonction de la lithologie et de la morphologie doit être de l'ordre de la centaine de mètres.

La décompression correspond aux phénomènes de poussée au vide, ou bien à un relâchement général des contraintes. Les phénomènes de poussée au vide ont lieu en bordure des massifs, sur les versants et se manifestent par l'ouverture des diaclases. Pour la deuxième part l'explication est la suivante : la tectonique, à une certaine profondeur, correspondant à la zone cassante crée une hétérogénéité de type planaire dans le matériel rocheux, qui ne se matérialise qu'en partie sous forme de plans de tension. Ce n'est que lors de l'exhaussement du massif pendant l'orogénèse, entraînant un relâchement des contraintes en surface, que se développent de façon très dense les fentes de tension ou diaclases. Si l'on admet ce principe, il faut également penser qu'il peut exister une reprise des hétérogénéités des tectoniques plus anciennes.

La pesanteur agit également de manière mécanique sur les versants, provoquant des fauchages ou des glissements. Ces phénomènes entraînent aussi une fracturation, qui augmente la perméabilité en surface, mais ils ne peuvent être rattachés au phénomène de la décompression. Les premiers sont liés aux déséquilibres mécaniques des versants (BORDET Cl., 1959), alors que le second correspond à un changement dans le régime des contraintes.

Ces résultats expliquent certaines constatations hydrogéologiques indiquées dans les travaux de MATHEY et SIMEONI (1971) démontrant la décroissance de la perméabilité en profondeur dans les terrains calcaires. Les diaclases de tension étant les fissures les plus conductrices, il en résulte que la perméabilité doit décroître en profondeur.

III.3. - INFLUENCE DE LA LITHOLOGIE SUR LES FREQUENCES.

III.3.1. - Dans le Massif de l'Arpille.

Dans la galerie de Ravoire - Tête-Noire, il est possible de comparer les fréquences moyennes entre les gneiss et les granodiorites. En effet, ces dernières sont disséminées dans les gneiss, et sont donc

situées statistiquement à une profondeur comparable à celle des gneiss.
 Nous avons choisi les mêmes tests que dans le paragraphe précédent.

Tableau 9 : Influence de la lithologie sur les fréquences des systèmes

Groupe	Pétrographie	Médianes	Fréquences moyennes Fm (/10 m)	Ecart-type s	s/fm	t	F calculé / F tabulé
I	Gneiss	20,5	26.81	26.1	0,97	3,1	4.15/1.82
	Granodiorite	39	55.52	52.3	0,96		
II	Gneiss	28,5	43.9	52.8	1,2	0,83	3.1 /2.04
	Granodiorite	29	33.63	30	0,89		
III ₁	Gneiss	28	32.08	29.08	0,88	1,39	1 /2.04
	Granodiorite	52	42.63	28.8	0,68		
III ₂	Gneiss	24,5	38.6	38.3	0,99	0,62	2.18/2.04
	Granodiorite	29	31.94	25.92	0,81		
IV ₁	Gneiss	24	30.55	30.20	0,99	2,92	5.84/2.04
	Granodiorite	14	10.36	12.5	1,2		
IV ₂	Gneiss	21	29.12	31	1,06	0,73	1 /2.04
	Granodiorite	26	34.9	28.1	0,8		

Les effectifs des populations sont 49 pour les gneiss et 19 pour les granodiorites.

Les degrés de liberté sont :

$$DF_1 = 49 - 1 = 48 ; \quad DF_2 = 19 - 1 = 18 ; \quad DF_3 = 49 + 12 - 2 = 66$$

Pour le groupe I, la fréquence moyenne dans les roches isotropes (granodiorites) est nettement supérieure à celle calculée dans les gneiss. La variance augmente également, mais le rapport s/fm reste proche de 1 dans les deux cas.

Pour le système II, les fréquences ne sont pas statistiquement différentes, mais en valeur absolue une légère diminution apparaît dans les granodiorites.

A) Conclusion 1 :

La fracturation dans les granodiorites, par rapport aux roches foliées est plus importante dans le sens I, mais moins importante dans le sens II. Les variances et fréquences des groupes de cisaillement (III_1 , III_2 , IV_2) restent identiques.

B) Conclusion 2 :

Les fréquences et variances des groupes de cisaillement restent équivalentes aussi bien entre surface et profondeur qu'entre lithologies différentes. Ils correspondent, soit à de grandes failles, soit à des zones de plus grande densité de fissures d'ordre inférieur, recoupant le massif dans son entier, indépendamment des facteurs, tels que la profondeur ou la nature lithologique du rocher. Ce sont des structures pénétrantes.

Nous n'avons pas trouvé d'explication pour le groupe IV_1 , où les fréquences dans les granodiorites sont très inférieures à celles observées dans les gneiss. Mais cette tendance rejoint la conclusion A, où les résultats montraient que les fréquences du système parallèle aux structures (II) étaient moins élevées dans les roches isotropes que dans les roches foliées. Or, nous avons admis que le système IV_1 est perpendiculaire aux "structures des phases antétriasiques".

III.3.2. - Dans le Massif du Mont-Blanc (figures 14 et 15) :

La comparaison des fréquences d'après la lithologie n'est pas possible. En effet, la profondeur moyenne des stations dans les gneiss vaut 360 m, alors que celle dans le granite est proche de 1100 mètres. Un deuxième facteur, la profondeur, dont le rôle nous l'avons vu est loin d'être négligeable se superpose aux effets de la lithologie. Les valeurs des fréquences aux stations sont dans les tableaux IV et V en annexe.

Tableau 10 : Fréquences dans les schistes cristallins (24 stations)

Groupe	Fréquence moyenne / 10 m de normale fm	Ecart-type s	s/fm
I	97.1	60,5	0,62
II	14.1	15,4	1,1
III ₁	25.54	22,5	0,88
IV ₁	75.9	32,6	0,43
IV ₂	31.4	30,5	0,97

Tableau 11 : Fréquences dans la protogine (31 stations)

Groupe	Fréquence moyenne /10 m de normale fm	Ecart-type s	s/fm	Médianes
I	54.4	35,1	0,65	51
II	14	11,5	0,82	10
III ₁	7.1	10,1	1,42	0
III ₂	23.2	14,1	0,61	23
IV ₁	32.7	22	0,67	35
IV ₂	23.1	19,7	0,85	22

Comme le montrent les tableaux 10 et 11, les fréquences sont plus élevées dans les gneiss que dans le granite. Mais l'extension de ces fissures est moindre. L'extension des joints d1 dans les gneiss oscille entre 5 et 10 cm, alors que dans le granite, la dimension appartient souvent au type d2 (50 cm à 1 m), et également au type d3.

Le rapport s/fm , souvent compris entre 0.5 et 1 montre une plus grande dispersion que dans la région de l'Arpille. Bien que les écarts-types du groupe I (pour les deux lithologies) soient assez élevés, les rapports s/fm sont faibles, contrairement à ceux du groupe II. Ceux des groupes III_2 et IV_1 sont également peu élevés. Nous retrouvons ici les deux systèmes perpendiculaires aux structures (I et IV_1). Pour les systèmes de cisaillement, le coefficient de variation est généralement proche de l'unité. Dans ce deuxième ensemble, nous pouvons à nouveau inclure le système II, dont l'écart-type est pratiquement égal à la moyenne.

III.4. - LOIS DE DISTRIBUTION STATISTIQUE DES FREQUENCES POUR LES SYSTEMES DANS LA GALERIE DE RAVOIRE.

Pour chacun des groupes nous avons calculé le nombre des fréquences réparties par classe de 20. Ces histogrammes proviennent des 64 stations espacées de 100 mètres, prélevées dans la galerie (figure 18).

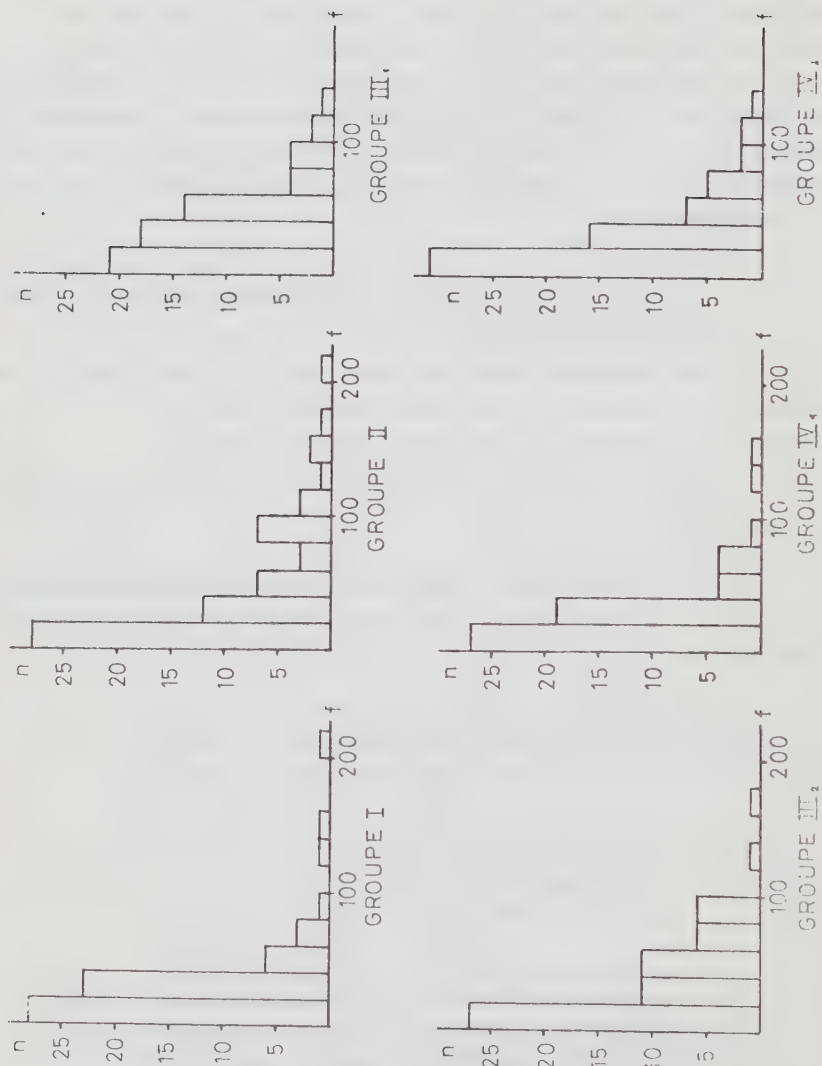
Dans tous les cas, les distributions présentent une décroissance de type exponentiel.

Sur le tableau 12 sont reportées les moyennes et écarts-types des fréquences des groupes, levés en 68 stations (ensemble gneiss et granodiorites).

Tableau 12 : Moyennes et écarts-types pour l'ensemble des stations de la galerie de Ravoire

Groupe	Fréquences moyennes f_m (/10 m)	écart-type s	s/f_m
I	32,9	35,3	1,096
II	45,7	46,4	1,016
III_1	38,12	29,1	0,763
III_2	38,25	34	0,89
IV_1	29,64	28,9	0,974
IV_2	31,56	29	0,919

FIG.18 : HISTOGRAMMES DES FREQUENCES
(par classes de 20)



Pour calculer plus rapidement la fréquence d'une classe, une formule a été élaborée. Considérons la i ème classe. Les valeurs des fréquences sont comprises entre $20 i$ et $20 (i - 1)$. La probabilité, pour qu'une fréquence appartienne à cette classe, est :

$$P(i) = 0,0156 \exp(-a(2i - 1) + b)$$

Les coefficients a et b diffèrent selon le système considéré. Leurs valeurs sont :

- groupe I	:	$a = 0,44$	$b = 4,09$
- groupe II	:	$a = 0,2$	$b = 3,4$
- groupe III ₁	:	$a = 0,29$	$b = 3,68$
- groupe III ₂	:	$a = 0,29$	$b = 3,68$
- groupe IV ₁	:	$a = 0,46$	$b = 4,07$
- groupe IV ₂	:	$a = 0,27$	$b = 3,56$

En surface, pour les groupes I, II, IV₁, les faibles fréquences sont peu nombreuses. La distribution n'est donc plus de type exponentiel mais présente une tendance log-normale, avec peut-être un aspect bimodal, que nous expliquerons ultérieurement.

Pour les groupes de cisaillement, tels que III₁, IV₁ et III₂, les faibles valeurs étant toujours nombreuses en surface et la fréquence moyenne restant identique, la distribution doit posséder la même forme exponentielle.

Les histogrammes des fréquences des groupes en surface n'ont pu être construits, du fait que les stations étaient en nombre insuffisant (10).

III.5. - STRUCTURES SPATIALES DES FREQUENCES.

III.5.1. - Galerie de Ravoire : Variogrammes.

Sur les figures 20 et 19 nous avons reporté les valeurs des fréquences des groupes mesurées tous les 100 mètres dans la galerie. MATHERON G., 1970, a introduit la notion de variable régionalisée en géostatistique, dans le cadre d'études de gisements miniers. Une variable régionalisée est un paramètre géologique dont la distribution spatiale présente une certaine structure dans un champ donné pour un support donné. Les figures 20 et 19 nous permettent de constater que la répartition spatiale des fréquences pour un groupe n'est pas un phénomène purement aléatoire.

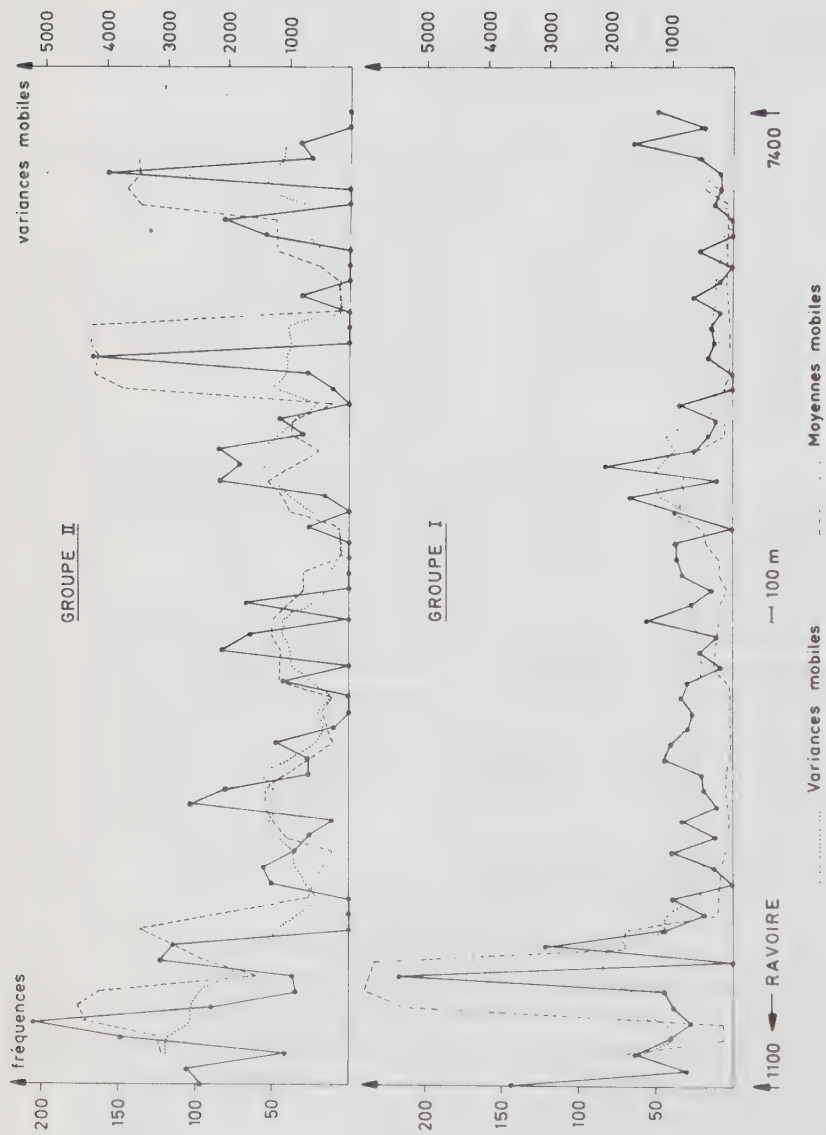


Fig. 19 : DISTRIBUTION SPATIALE DES FREQUENCES (RAVOIRE)

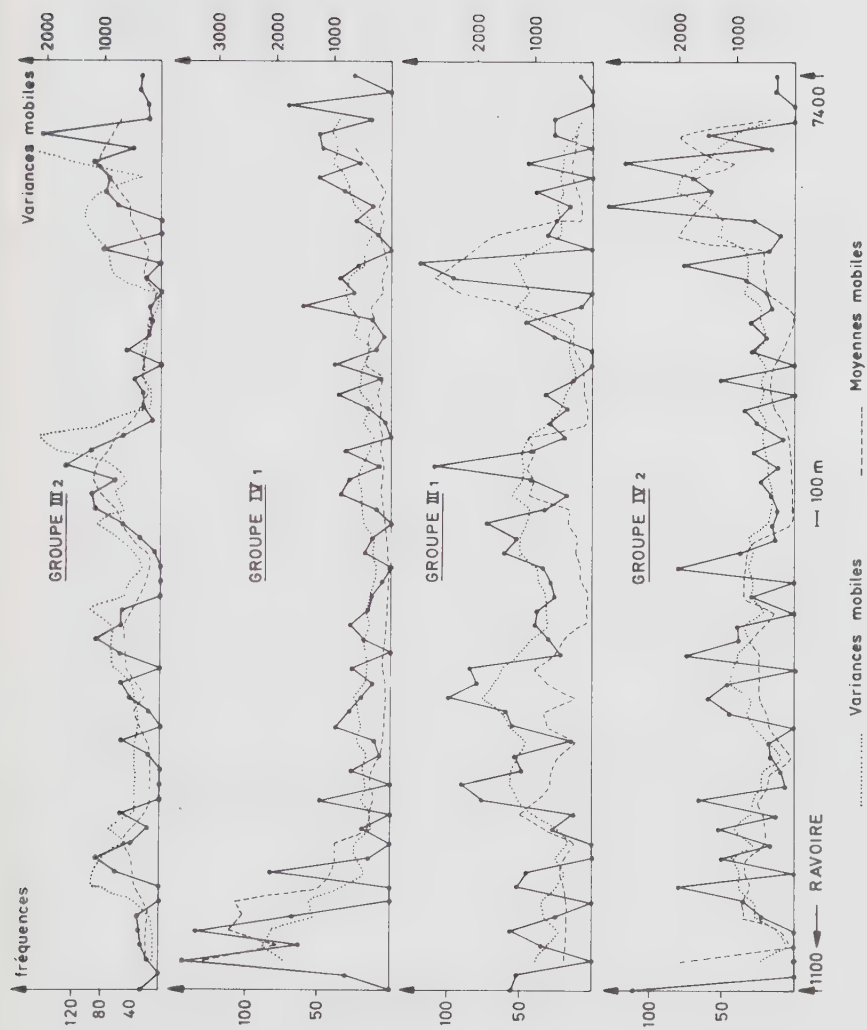


Fig. 20 : DISTRIBUTION SPATIALE DES FREQUENCES (RAVOIRE)

On peut déceler une "onde" dont le pas et l'amplitude varient.

Les calculs statistiques classiques sont valables pour des échantillons dont les individus sont indépendants et discontinus. (Pour les calculs précédents nous avons admis implicitement cette hypothèse). Mais l'espace géologique ou *champ* est un milieu continu et il est bien évident que deux valeurs de fréquences, séparées par une faible distance ne sont pas *indépendantes*.

MATHERON donne les définitions suivantes, qu'il nous semble nécessaire de préciser :

- Le champ V :

Le champ V d'une variable régionalisée est le domaine ou celle-ci est différente de 0. Un panneau est un sous-ensemble V' de V.

- Le support :

Le plus souvent on ne connaît pas la valeur elle-même en un point x, mais une valeur moyenne pour un volume donné (volume de l'échantillon dans le cas de prélèvement minier) ou bien pour une longueur donnée (comme dans notre cas où les stations ont des longueurs comprises entre 5 et 10 m). Ce volume (ou cette longueur) constitue le support de la variable régionalisée.

- L'hypothèse intrinsèque :

Où que l'on place le panneau V' dans l'espace considéré, les sous-ensembles V' dans V' ont la même variance. Lorsque cette condition est réalisée, l'espace géologique, pour la propriété envisagée, possède une loi de distribution intrinsèque.

- L'hypothèse stationnaire :

L'analyse du phénomène est indépendante de l'origine choisie. Une translation dans la direction considérée ne change pas la loi de distribution intrinsèque. La fonction intrinsèque est appelée variogramme. C'est la variance des accroissements de la variable régionalisée. La galerie constituant l'axe des x (position des stations), la fréquence d'un groupe de joints prend dans un support donné en x, la valeur f (x), et en x + h la valeur f (x + h). Le variogramme se formule ainsi :

$$V(h) = E(f(x+h) - f(x))^2$$

E est le symbole pour l'espérance mathématique.

Le support se déplace sur l'axe des x de façon à occuper tous les points possibles de l'axe considéré, alors que h reste fixe en module et en direction. On obtient une valeur V pour un h donné. Le variogramme se construit en donnant à h diverses valeurs.

Les courbes peuvent prendre des formes variées, suivant que le phénomène est aléatoire ou plus ou moins structuré. Le cas le plus fréquemment obtenu correspond à celui dessiné sur la figure 21 (groupe III₂). La courbe est ascendante puis atteint un palier à $V(h) = V_1$, pour $h = a$. Les fréquences comprises dans l'intervalle $x_1 = 0$, $x_2 = a$, appelé portée sont corrélées. Au delà de cette distance, il n'y a plus de corrélation. Les autres comportements du variogramme sont décrits par MATHERON G., 1970.

Lorsque la courbe passe par un maximum V_2 avant d'atteindre le palier V_1 , c'est l'effet de trou, indiquant que des zones de hautes fréquences sont entourées de zones de basses fréquences.

Lorsque cette courbe ne passe pas par l'origine, il y a effet de pépite, indice de régionalisation d'ordre inférieur.

Les variogrammes des groupes III₁ et III₂ (figure 21) ont pour portée respectivement 200 m et 600 m. Cela signifie que lorsque l'on se trouve en un point x , la probabilité pour que les fréquences augmentent ou diminuent pendant 200 m dans le cas du système III₁ (longueur d'onde 400 m), pendant 600 m dans le cas du système III₂ (longueur d'onde 1200 m) est élevée. Ainsi pour III₂ on observe des zones à hautes fréquences à 2100 m, 3500 m, 4700 m et 6700 m ; cette ondulation générale est d'ailleurs mise en évidence par les moyennes mobiles (figure 19). Mais les ondulations d'ordre inférieur ne sont pas négligeables (effet de pépite).

Pour le système III₁ on peut noter sur les 7400 m la présence de 13 maxima (équidistance : environ 500 m).

Ce type de variogramme s'applique bien aux cisaillements, qui ont une forte variance, mais présente une répartition assez structurée (type VAR 1).

Les variogrammes des groupes I et IV₁ (figure 21), après un long palier entre $H = 0$ et $h = 2500$ m (pour I) et 4000 m (pour IV₁), présentent une tendance exponentielle. Cela implique que ces groupes, d'assez faible variance, ont un comportement essentiellement aléatoire sur des distances inférieures à 2500 m (pour I) ou 4000 m (pour IV₁). La montée au delà de ces

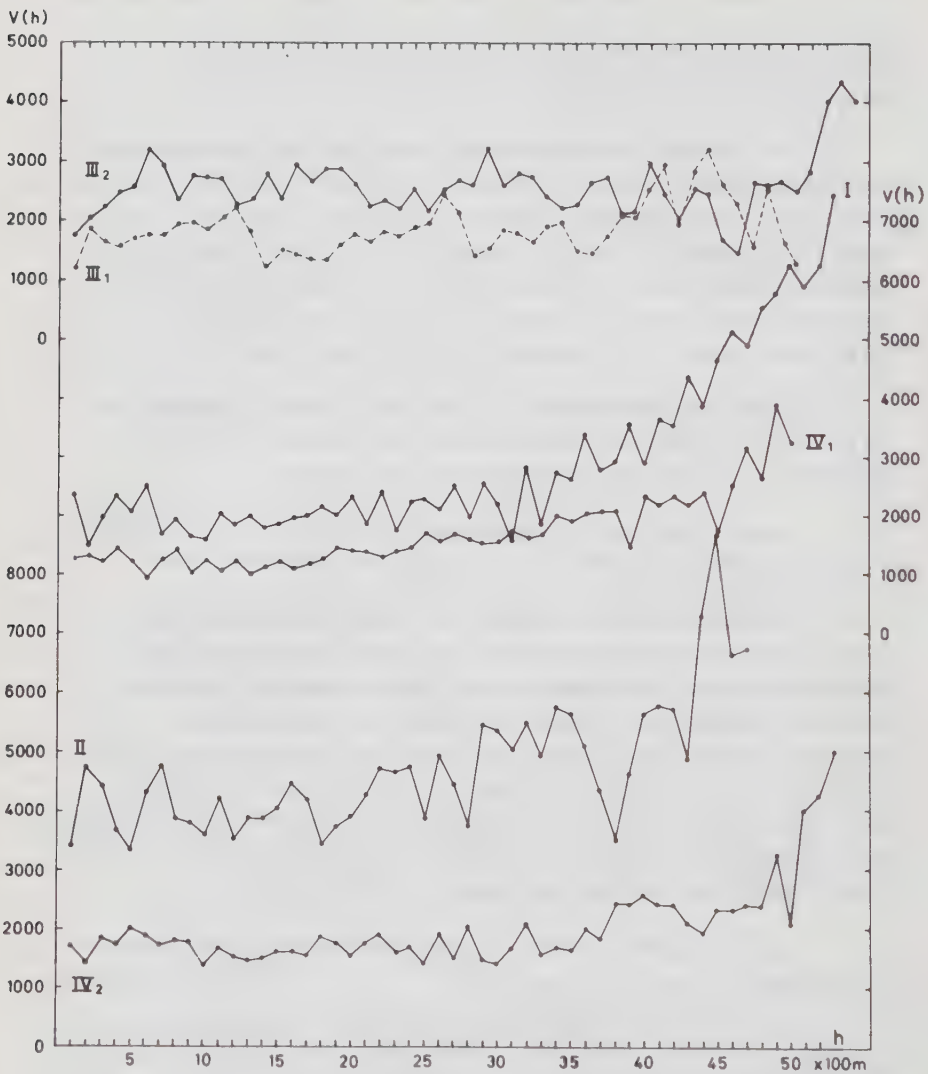


Fig. 21 : VARIOGRAMMES

distances indique l'apparition de zones à hautes fréquences espacées d'une longueur supérieure à celle du palier. C'est en somme une régionalisation d'ordre supérieur. Pour le groupe I, on observe de tels maxima à : 2000 m, 5000 m, 7500 m. Pour les groupes IV_1 , deux zones tectonisées apparaissent à : 1500 m et entre 6000 m et 7400 m.

Ces variogrammes correspondent aux joints perpendiculaires aux structures (type VAR 2).

Les groupes de tension parallèles aux structures (système II), présentent une variance assez forte. L'analyse du variogramme le confirme (figure 21), le palier apparaissant pour un $V(h)$ élevé. Il appartient au type VAR 1. La longueur de la portée est d'environ 200 m (longueur d'onde 400 m). A $h = 2000$ m apparaît une seconde montée, indiquant que des zones de fréquences comparables sont espacées de 4 km environ :

- 1500 m et 5800 m ; 2000 m et 7000 m.

Un problème apparaît avec les cisaillements dextres (groupe IV_2). On observe immédiatement le palier, puis une légère augmentation pour les h élevés. La tendance correspond au type VAR 2, avec l'indication d'une structuration à grande échelle (figure 23). Les groupes I et IV_1 se comportent de manière analogue. Durant l'orogénèse hercynienne, le groupe IV_1 était perpendiculaire aux structures orientées N 20° à N 30°.

CONCLUSION.

Cette étude montre que la distribution des fréquences des systèmes de fissures dans un panneau donné n'est pas purement aléatoire. Certaines structures peuvent être mises en évidence. Le plus important est qu'il existe des différences significatives suivant la nature tectonique des joints.

Les structures devraient mieux se marquer dans les roches sédimentaires qui souvent n'ont subi qu'une seule orogénèse. Les facteurs géométriques et mécaniques de la roche commandent les distances séparant les fissures.

L'aspect aléatoire ou structuré de la distribution spatiale des fréquences est important en hydrogéologie. Le problème dans la recherche de l'eau est le repérage des zones intensément fracturées. La connaissance de structures quelle que soit leur échelle, peut constituer un guide, pour savoir dans quelle mesure on peut extrapoler une valeur mesurée dans un domaine.

- L'effet de pépite ou les régionalisations d'ordre inférieur.

L'effet de pépite est important dans tous les cas. L'hétérogénéité aux échelles inférieures à 100 m est élevée. Pour tester la variabilité sur de faibles distances, nous avons effectué des levés à des stations placées côte à côte.

Tableau 13 : Hétérogénéité des fréquences sur les faibles distances

Station	Position	Groupes			
		I	II	III ₁	IV ₁
Station 1	1100-1105	54	77	35	42
Station 2	1105-1110	33	103	19	34
Station 3	1110-1115	144	103	43	111

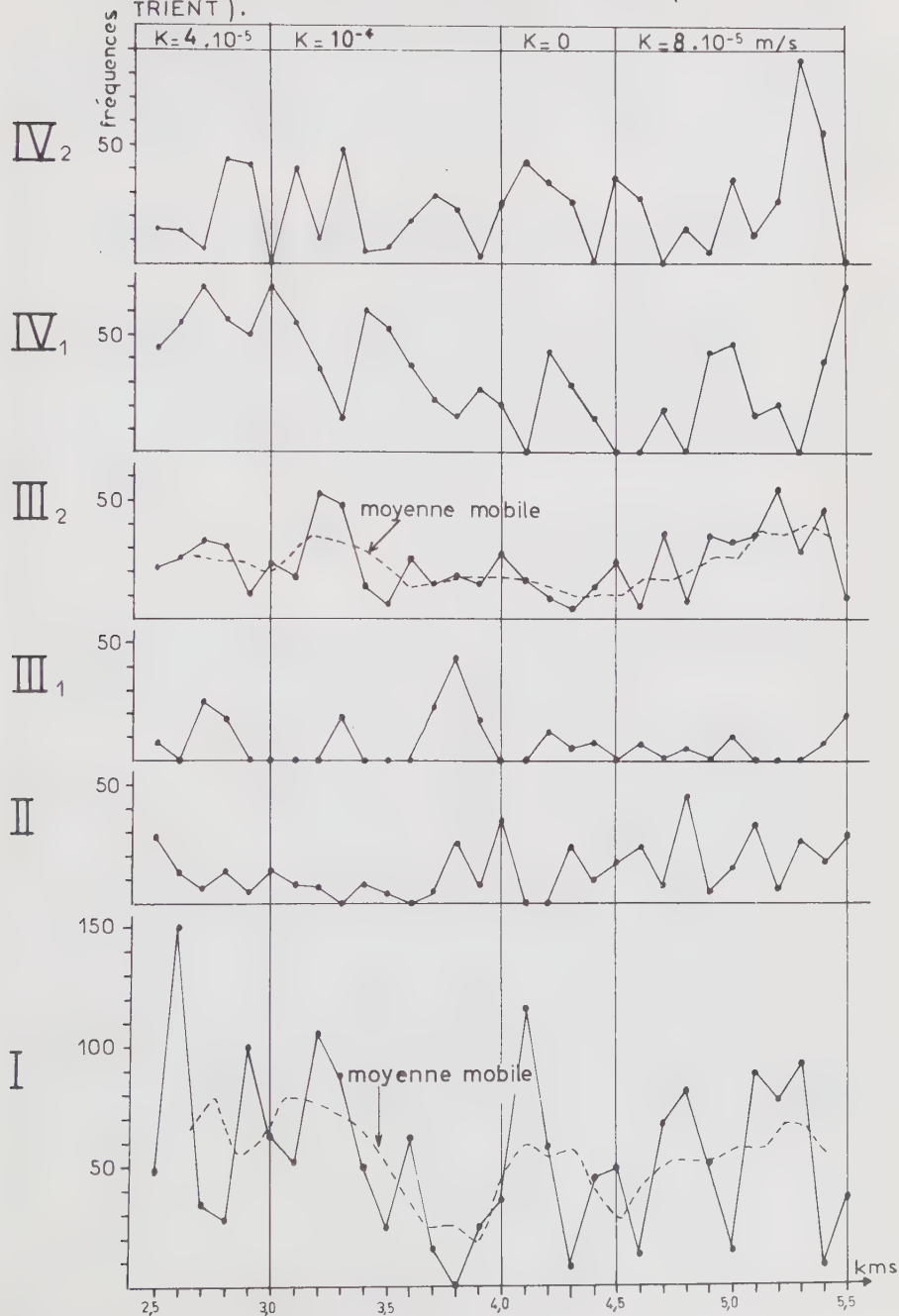
Dans toute analyse statistique d'un phénomène géologique, il est nécessaire de garder à l'esprit que l'hétérogénéité et la variance peuvent rester élevées aux échelles inférieures à celle considérée pour l'échantillonnage d'une variable régionalisée. Les tendances ou moyennes mobiles peuvent perdre de leur signification, lorsque le prélèvement de cette variable se fait en des points espacés. Il faut alors vérifier si les hétérogénéités observables aux échelles inférieures n'ont pas des amplitudes susceptibles de perturber les schémas décelés aux échelles supérieures.

III.5.2. - Massif du Mont-Blanc : Variogrammes.

Tout comme dans l'Arpille, les fréquences forment des ondulations pour certains groupes (figure 22). Le groupe I, comme à Ravoire, présente un variogramme (figure 23) dont le palier apparaît immédiatement pour $h = 100$ m, mais la variance est ici beaucoup plus élevée. Malgré le comportement du variogramme, il est possible de déceler dans la distribution spatiale des fréquences huit maxima espacés en moyenne par environ 400 m. Le résultat diffère donc un peu du comportement du même système à Ravoire. La raison est certainement à chercher dans des conditions mécaniques un peu différentes. En effet, dans le massif de Trient, nous avons observé certains rejeux en cisaillements dextres pour ce système qui sont peut-être plus accentués que dans l'Arpille.

FIG. 22

DISTRIBUTION SPATIALE DES FREQUENCES (GRANITE DE TRIENT).



Le variogramme du système II (figure 23) est caractérisé par un palier qui reste constant pour toutes les valeurs de h . Les fréquences ne montrent donc pas de corrélation entre elles, ce qui ne concorde pas à nouveau avec les conclusions à Ravoire. Le système III_2 (figure 24) possède une portée de l'ordre de 1000 m, indiquant une longueur d'onde voisine de 2000 m. Aussi nous trouvons des zones à hautes fréquences vers 3300 m et 5400 m.

Le système IV_1 montre deux paliers correspondant aux longueurs d'onde suivantes : 400 m et 3000 m (figure 22).

III.6. - COMPARAISON DES ZONES A HAUTES FREQUENCES ET BASSES FREQUENCES.

Pour chacun des systèmes, il est possible de diviser la galerie de Trient en plusieurs tronçons, caractérisés par une fréquence moyenne élevée ou faible. Nous avons calculé la variance pour chacun de ces tronçons.

Tableau 14 : Comparaison des zones très fissurées
et des zones peu fissurées

Système	Qualité	Fréquence moyenne f_m (/10m)	Ecart type s	s/f_m	Eff. des popula- tions	F table 95 %	F calculé
IV_1	très fracturé	49.9	15,9	0,32	12		1
	peu fracturé	19.3	15,6	0,8	19		
III_2	très fracturé	27.5	13,98	0,51	10	2,91	2,99
	peu fracturé	14	8,08	0,58	12		3,58
	très fracturé	30.8	15,3	0,5	9	2,95	
III_1	très fracturé	9.31	12,97	1,4	16	2,5	4,9
	peu fracturé	4.7	5,85	1,24	15		
II	très fracturé	17.9	12,9	0,72	18	2,55	3.03
	peu fracturé	8.6	7,4	0,86	13		

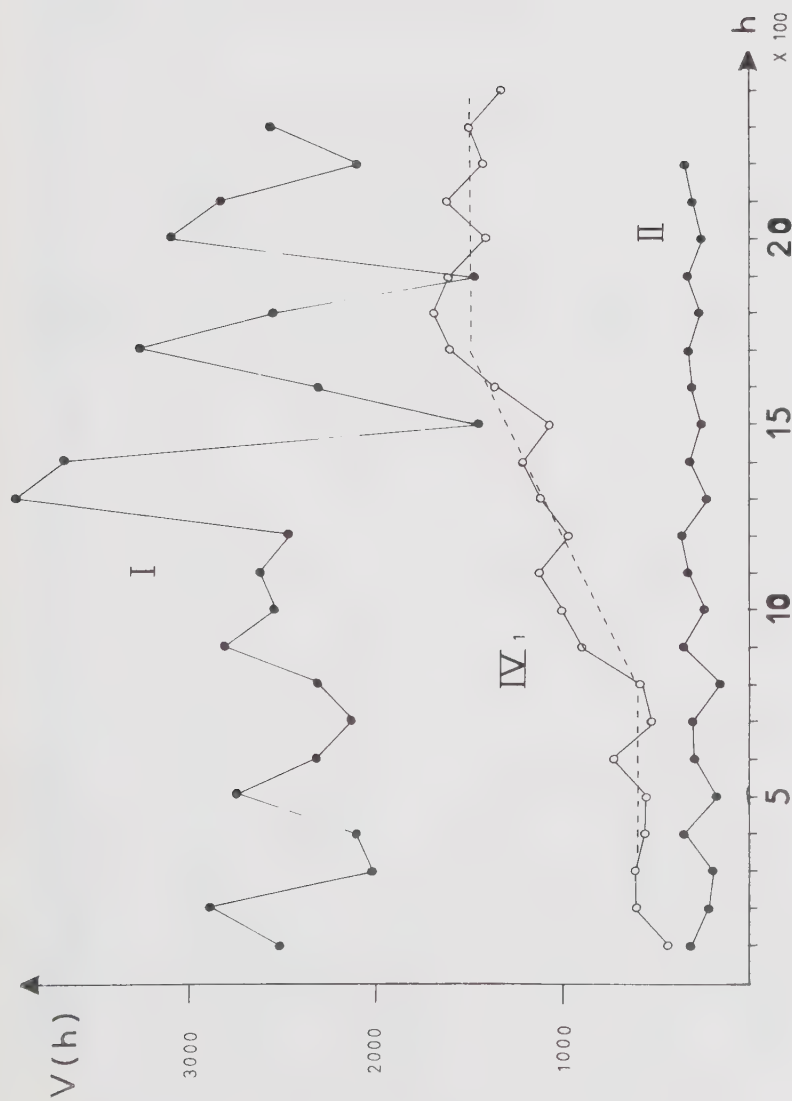


fig. 23: VARIOGRAMMES DES SYSTEMES I, IV₁, II (TRIENT)

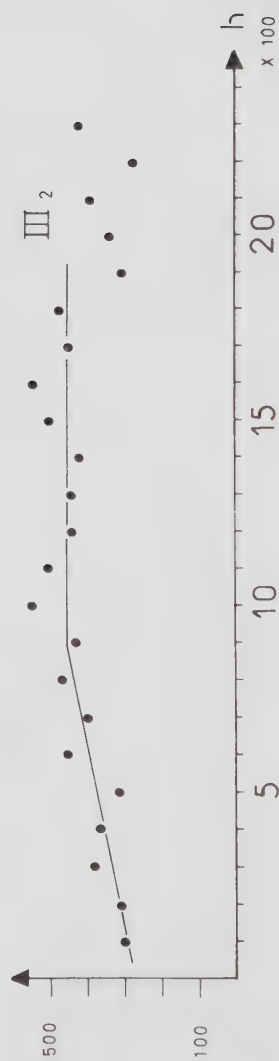
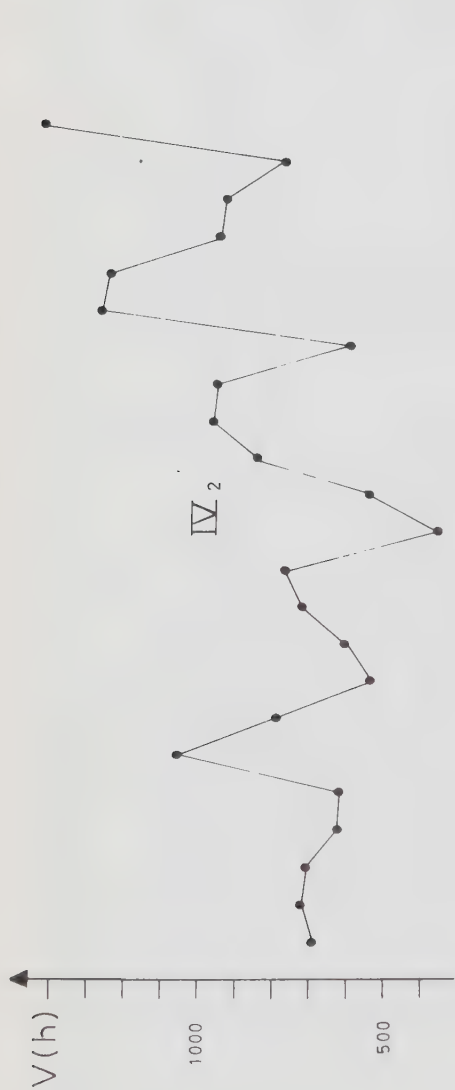


fig.24: VARIOGRAMMES DES SYSTEMES IV₂, III₂ (TRIENT)

Dans les zones les plus fracturées, la variance est soit égale (IV_1) soit supérieure (III_2 , III_1 , II) à celle calculée dans les régions moins fissurées. L'amplitude des variations des fréquences augmente avec la fréquence moyenne, avec le degré de tectonisation. On peut noter que le coefficient de variation subit peu de modifications, excepté pour le système IV_1 .

Ce résultat se recoupe assez bien avec celui obtenu dans le massif de l'Arpille. Sur les figures 20 et 19, les courbes des moyennes mobiles et des variances mobiles évoluent de manière similaire.

Il peut être finalement dangereux d'implanter un forage aléatoirement dans une zone que l'on sait qualitativement être très fracturée. En effet, il existe toujours une probabilité non négligeable de rencontrer de faibles fréquences, dans un domaine où la fréquence moyenne est nettement supérieure à la fréquence moyenne régionale.

D E U X I E M E P A R T I E

ETUDE HYDROGEOLOGIQUE, CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE
DES VENUES D'EAU DANS LA GALERIE DE TRIENT (MASSIF DU MONT-BLANC)

C H A P I T R E I V

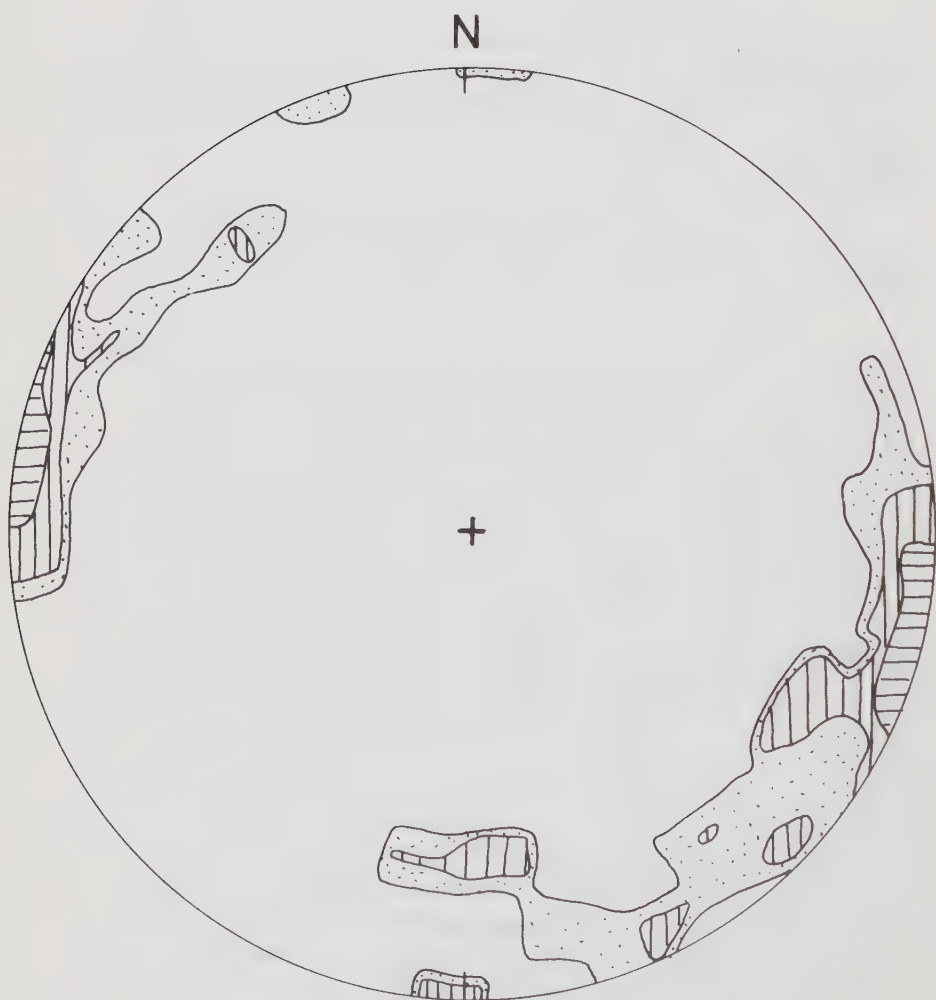
ETUDE DES FISSURES (D'ORDRE D3) AQUIFERES
DE LA GALERIE DE TRIENT (MASSIF DU MONT-BLANC)

Dans le massif de l'Arpille, une seule venue d'eau importante a été remarquée (au point R 1000). Son débit oscille entre 50 et 60 l/s. Tous les systèmes participent plus ou moins à la conduction de l'eau, provoquant de nombreux suintements diffus, souvent plus concentrés dans les zones d'intersections des fissures.

Les perméabilités des fissures d3 N-S et E-W sont malgré tout supérieures à celles des autres systèmes (bréchification et mylonitisations plus intenses).

Dans le massif du Trient, le report sur la figure.25 des fissures d3 aquifères dans la protogine montre que ce sont essentiellement les fissures d3 N-S qui sont responsables des venues d'eau, et accessoirement celles orientées N-50°. Dans les schistes cristallins, les circulations aquifères sont négligeables. Les fissures N-S, que ce soit dans l'Arpille ou dans le Mont-Blanc sont donc fréquemment ouvertes. Elles sont *schisteuses* et contiennent souvent des matériaux de broyage (grains de quartz, feldspaths et argiles). La *mylonitisation* est donc à l'origine de la *forte perméabilité* de ce système. Nous étudierons ce dernier dans la protogine de Trient, et plus précisément dans la galerie de Trient, entre 2500 m et 5500 m. Il faut préciser que les mylonites peuvent présenter divers aspects. Citons JUNG J., 1958 : "On les prendrait facilement sur le terrain pour des grès ou des schistes de teinte sombre". Pour RAGUIN E., 1946 , lorsque le degré d'écrasement augmente, on passe d'une zone à laminage (texture schisteuse) à une zone écrasée avec ou sans laminage, puis à une zone triturée (mylonite à nodules) et enfin à une zone broyée (mylonite homogène ressemblant à une quartzite ou un prophyre). Dans le dernier cas, la mylonite est compacte et peut donc correspondre à une bande imperméable. Lorsque la roche est laminée, les plans de schistosité sont responsables de l'altérabilité avec deux conséquences possibles : soit une augmentation de la perméabilité, soit une diminution à la suite de néogénèses d'argiles.

FIG. 25 : FAILLES AQUIFERES (TRIENT)



Notons que malgré tout, le système N 50° joue un rôle plus important dans la conduction hydraulique après 5300 m. En effet, nous approchons d'une des grandes mylonites NE-SW, qui recoupent tout le massif (rencontrée vers 6000 m).

Le système N-S montre une assez grande dispersion dans sa direction (entre N 30° et N 170°), mais il a tendance à se scinder en deux sous-systèmes (III₁ et III₂) ; les venues d'eau apparaissant aussi bien dans III₁ que dans III₂, nous avons considéré ce système dans sa totalité.

Entre 2500 et 5500 m, la fréquence moyenne par km de normale de système est égale à 97, ce qui correspond à une fissure pour 10 m de normale ou pour 10,5 m de galerie.

Les fréquences se distribuent comme suit entre les deux sous-systèmes (figure 17) :

- pour III₁ : 25,5

- pour III₂ : 72,6

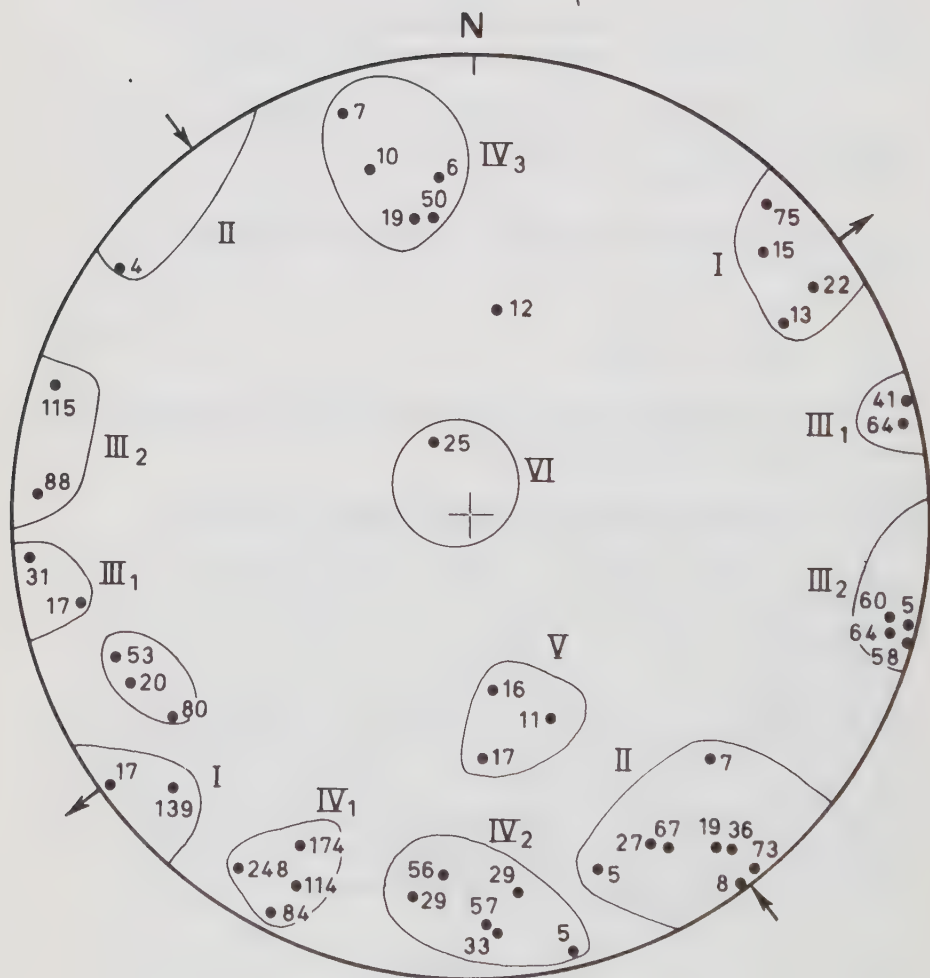
Une autre méthode exposée en annexe (méthode du réseau équisurface) nous a donné une fréquence totale égale à 99.

IV.1. - FREQUENCES DES FISSURES AQUIFERES D'ORDRE D 3 (Figure 26).

La fréquence moyenne des fissures N-S, responsables de venues d'eau notables (débit supérieur à environ 10 l/min.), est de 15 par km de normale, ce qui représente une *fissure par 66 m* (15 % de l'ensemble du système III).

La fréquence de la totalité des fissures aquifères (venues d'eau et suintements) vaut 47,5 soit 50 % de l'ensemble du système III. Il existe donc une forte probabilité de rencontrer une fissure aquifère tous les 21 m (par rapport à la normale du système). La densité des fissures aquifères du système II est égale à 3,5 toujours par km de normale (fréquence totale : 40). Mais le débit transité par ces joints étant faible comparé à celui des failles N-S, on peut en bonne approximation le négliger.

FIG. 26: FISSURES D3 - GALERIE DE TRIENT



IV.2. - DEBIT DE LA GALERIE DE TRIENT.

Tableau 15 : Débit global de la galerie

Date	Débit en sortie de galerie	Tronçon aquifère
21/03/72	200 l/s	2500 m - $\approx$ 5000 m
Août 72	600 l/s	2500 m - 5500 m
19/10/72	460 l/s	2500 m - 5630 m
12/12/72	$\approx$ 400 l/s	2500 m - 5500 m
06/02/73	360 l/s	2500 m - 5800 m

Dans le tableau 15, le deuxième nombre, mentionné pour localiser le tronçon aquifère varie, car il correspond à l'avancement du percement de la galerie. La variation n'étant que de 300 m, ces valeurs de débit sont grossièrement comparables pour ces quatre dates. Le débit total diminue fortement en hiver, tout comme le torrent glaciaire du Trient. Il réagit rapidement à une diminution de température en surface, qui mobilise partiellement les eaux disponibles pour l'infiltration sous forme de glace.

Le débit moyen annuel de la galerie, entre 2500 m et 5800 m est compris entre 400 l/s et 500 l/s. Les deux bornes de la fourchette du débit spécifique moyen annuel sont : 0,12 l/s/m et 0,15 l/s/m. Ces valeurs sont nettement supérieures à celles observées dans le tunnel routier du Mont-Blanc, dont le débit valait un peu plus de 150 l/s entre 3500 et 5800 m (zone granitique), soit un débit spécifique égal à 0,07 l/s/m (GUDEFIN H., 1967). Les directions des deux ouvrages sont semblables, et permettent donc une comparaison : la profondeur moyenne de la zone granitique au tunnel du Mont-Blanc entre 3500 et 5800 m vaut 2000 m soit deux fois celle de la zone granitique de la galerie de Trient. Remarquons que le débit spécifique pour le premier a été divisé par deux.

Le 6 février 1973, les débits cumulés ont été mesurés tous les 500 m (tableau 16).

Tableau 16

Paramètres hydrogéologiques par tronçons de 500 m
(Les fréquences F1, F2 et F sont pour 1 km de normale)

Secteur	q spécifique l/s/m	Nombre de venues d'eau N1	Freq. F1	Suint. et venues d'eau N2	Freq. F2	Freq. totale F	R = $\frac{F_1}{F} \times 100$
2500-3000	0,04	9	19	27	57	95	20 %
3000-3500	0,18	10	21	21	45	55	38 %
3500-4000	0,11	8	17	27	57	124	13 %
4000-4500	≈ 0	2	4	17	36	75	5 %
4500-5000	0,09	8	17	21	45	88	19 %
5000-5500	0,08	8	17	21	45	156	10 %

La fréquence totale F ou nombre de fissures du système aquifère pour 1 km de normale dans un secteur est un mauvais indicateur pour estimer *qualitativement* le débit transité par ce même secteur. Il faut remarquer que la zone présentant le plus fort débit spécifique a la plus faible fréquence totale. Comme le démontre la formule 3 au chapitre I, le nombre de fissures ouvertes et l'ouverture sont les facteurs essentiels pour calculer la perméabilité. Ils dépendent de la tectonisation et des caractères mécaniques de la roche. Lorsque la roche est "massive", souvent la perméabilité est élevée : une roche "plastique" tend à refermer les fractures alors que dans une lithologie plus "massive", plus "cassante", bien que les fréquences totales puissent être faibles, les fissures restent très ouvertes. Nos observations le confirment : les débits mesurés dans les gneiss à Ravoire ou Trient sont faibles et valent respectivement 70 l/s (7300 m), 10 à 20 l/s (2450 m).

Les fréquences F2 et les distances moyennes Dm entre failles aquifères diffèrent assez peu d'un secteur à l'autre. Mais la variance, ainsi que le rapport S/Dm semblent décroître dans les zones perméables (tableau 17).

Tableau 17 : Rapports S/Dm

Secteur	F2 par km de galerie	Dm distance moyenne entre venues d'eau	Variance de Dm	Ecart-type S (Dm)	S (Dm)/Dm
2500-3000	52	19	292	17	0,895
3000-3500	42	24	157	12,5	0,520
3500-4000	57	17,5	577,6	24	1,37
4000-4500	38	26,5	1548	39,25	1,485
4500-5000	48	21	711,25	26,7	1,27
5000-5500	67	15	360,3	19	1,27

IV.3. - ESTIMATION DE LA PERMEABILITE REGIONALE DU GRANITE.

Un ouvrage linéaire, tel qu'une galerie, traversant la zone saturée fonctionne comme un drain et on peut admettre que le gradient hydraulique lui est perpendiculaire. La première indétermination réside dans la non connaissance de sa valeur. Un problème se pose pour le calcul de la surface d'interception nappe-galerie. Le radier n'intervient pas dans les apports en eau, la calotte quelquefois : les venues sont le plus souvent localisées aux parements. Aussi avons-nous envisagé plusieurs cas extrêmes pour la quantification de cette surface.

La loi classique de Darcy permet de calculer K :

$$K \text{ (m/s)} = Q_0 \text{ (m}^3\text{/s)} / (S \text{ (m}^2\text{/s)} \times J)$$

Le débit maximum observé entre 2500 m et 5500 m a été noté en août 1972 :

$$Q_0 = 0,6 \text{ m}^3\text{/s}$$

Tableau 18 : Perméabilité du granite

Q _o	J	S	K
0,6	1	avec calotte : 33 000	$\approx 2 \times 10^{-5}$
		sans calotte : 21 000	$\approx 3 \times 10^{-5}$
0,6	0,1	avec calotte : 33 000	2×10^{-4}
		sans calotte : 21 000	3×10^{-4}

La perméabilité du granite du Mont-Blanc, dans cette région du massif du Trient est donc très voisine de 10^{-4} ms^{-1} surtout que la surface d'interception S est ici maximum.

Des essais Lugeon effectués dans le site du barrage de Grand-Maison (Isère - bed-rock cristallin) ont donné des valeurs de perméabilité de fissures proches de 10^{-7} ms^{-1} et une perméabilité matricielle égale à 10^{-8} , 10^{-9} ms^{-1} (LOUIS C., 1972). La lithologie et la schistosité étant selon l'auteur sans influence, les passes étant de l'ordre de 5 m, nous admettons que 10^{-7} ms^{-1} représente la perméabilité des petites fissures d1 et d2 (faible extension spatiale). Les calculs dans IV.1 montrent que deux fissures d3, très aquifères, sont espacées en moyenne de 66 mètres. Et quelle que soit la région, cette distance est souvent comprise entre 50 m et 100 m, valeurs dont l'échelle est soit égale soit supérieure à celle d'un forage. Seule une galerie peut recouper suffisamment de failles d3 pour recueillir l'eau. Le facteur d'échelle évoqué dans l'introduction intervient.

TRIPEL J.P., 1972, a admis une perméabilité régionale de 10^{-3} ms^{-1} pour les calcaires de la vallée de la Brévine (Jura Neuchâtelois), simulés sur modèle électrique. Seule cette valeur déjà élevée lui permettait de reconstituer les débits corrects à l'exutoire du bassin.

Actuellement les modèles mathématiques à éléments finis paraissent un bon moyen pour simuler la circulation de l'eau dans les roches cohérentes. Ils permettent de construire un réseau fin d'éléments linéaires très perméables matérialisant la macrofracturation, séparant des blocs peu perméables (perméabilité de petites fissures).

IV.4. - ESTIMATION DE L'OUVERTURE MOYENNE DES FISSURES.

Nous ne considérons ici que les fissures aquifères apportant un débit notable et dont nous avons calculé la fréquence moyenne : 15/km de normale.

Nous admettons les hypothèses suivantes :

- le gradient i est perpendiculaire à la galerie et vaut 1.
- K , la perméabilité, se calcule d'après la formule (premier chapitre) de KIRALY L., 1969, relative aux écoulements dans les plans de fissures.
- le vecteur vitesse de filtration $\vec{q} = K \times \vec{J}$ vaut 10^{-4} m/s.
- la seule inconnue est l'ouverture des fissures.

Le plan moyen du système NS a pour orientation N 10° et est vertical. Construisons le système orthonormé dans la base du système de fissures : l'axe des x correspond à la normale du groupe, l'axe des z est la verticale, et l'axe des y est perpendiculaire aux deux axes précédents et est contenu dans le plan de fissure.

Le pôle moyen du système est donc représenté par le vecteur :

$$\vec{n} = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 0 \end{vmatrix}$$

La matrice $A = \begin{vmatrix} I - \vec{n} \otimes \vec{n} \end{vmatrix}$ vaut :

$$A = \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix}$$

Le gradient, dans la base considérée, est le vecteur suivant :

$$\vec{J} = \begin{vmatrix} 0,211 & 0,640 & 0,707 \end{vmatrix}$$

Projetons $\vec{J}$ dans le plan de fissure :

$$\vec{J}_i = \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} 0,211 \\ 0,640 \\ 0,707 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 \\ 0,640 \\ 0,707 \end{vmatrix}$$

$$\text{or } \vec{q} = \frac{g}{12V} f a^3 \begin{vmatrix} J_1 \\ J_2 \\ J_3 \end{vmatrix}$$

$$\vec{q} = 0,81 \times 10^6 \times 15 \times 10^{-3} \times a^3 \times \begin{vmatrix} 0 \\ 0,640 \\ 0,707 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} 0 \\ 7,78 \times 10^3 \times a^3 \\ 8,59 \times 10^3 \times a^3 \end{vmatrix}$$

Le module du vecteur q est :

$$q = 11,58 \times 10^3 \times a^3 \text{ m/s}$$

or, nous avons calculé auparavant : $q = 10^{-4} \text{ m/s}$, d'où $a = 2,1 \times 10^{-3} \text{ m}$; avec un gradient équivalant à 10 %, l'ouverture vaut 1 mm.

Le résultat obtenu correspond à une fissure idéale équivalente, ouverte de 2,3 mm constamment, sans remplissage. Ces données permettent d'estimer la porosité transversale moyenne du granite à 1000 m de profondeur elle vaut environ 0,004 % ce qui correspond à un volume de 40 000 m³ d'eau gravitaire pour 1 km³ de terrain. Cette valeur correspond au coefficient d'emménagement, mais lui est légèrement inférieure, les systèmes N 50 et E-W moins aquifères ayant été négligés.

La valeur de a peut paraître faible à priori lorsque l'on a observé les failles en galerie : les ouvertures apparentes peuvent atteindre assez souvent quelques centimètres. Mais cette ouverture est très irrégulière le long du plan de fissure, et il existe des remplissages plus ou moins localisés, arènes ou argiles, qui résultent des broyages tectoniques ou de l'altération. Finalement, l'eau circule dans des *chenaux* ménagés dans le plan de fissure, ou à l'intersection des fissures. La mesure "in situ" des ouvertures des joints, si elle n'est pas effectuée avec soin, conduit à surestimer la perméabilité.

La formule du chapitre I tenant compte des écoulements dans les intersections de fissures permettrait donc de calculer la perméabilité d'une manière plus proche de la réalité. Mais l'indétermination subsiste sur les diamètres des chenaux ou intersections des joints.

Connaissant l'ouverture des fissures, il est possible de calculer le tenseur de perméabilité dans la base x, y, z par rapport au système. La matrice est alors diagonale du type :

$$K = \begin{vmatrix} 0 & 0 & 0 \\ 0 & K_f & 0 \\ 0 & 0 & K_f \end{vmatrix}$$

$$\text{avec } K_f = \frac{g}{12 \nu} f_j \quad d_j^3 = 10^{-4} \text{ m/s}$$

Cela signifie que la perméabilité est identique suivant les directions z et y , ~~et~~ à condition que X_j (formules 7 et 8 du premier chapitre) soit égal suivant ces mêmes directions.

CONCLUSIONS. Les paramètres hydrogéologiques du granite sont :

- la perméabilité K : 10^{-5} à 10^{-4} m s^{-1}
- l'ouverture moyenne des fissures $d_3 \text{ N-S}$: 2,1 mm
- le coefficient d'emménagement : $S \geq 4 \times 10^{-5}$

IV.5. - DISTRIBUTION SPATIALE DES PERMEABILITES.

Les perméabilités sont calculées pour les mêmes tronçons de galerie considérés dans les tableaux 16 et 17.

Tableau 19 : Distribution spatiale des perméabilités dans la galerie

Secteur	Débit l/s	K m/s	F1/km
2500-3000	20	$3,6 \times 10^{-5}$	19
3000-3500	90	$1,6 \times 10^{-4}$	21
3500-4000	55	$\approx 10^{-4}$	17
4000-4500	≈ 0	≈ 0	4
4500-5000	45	8×10^{-5}	17
5000-5500	40	$7,2 \times 10^{-5}$	17
5500-5800	110	$3,3 \times 10^{-4}$	?

Ces valeurs de perméabilités sont minimales car les débits cumulés par secteur ont été mesurés en hiver (6/2/73) ; le débit global vaut ici 360 l/s alors qu'en été il atteint 600 l/s et plus. Les surfaces d'interception galerie-nappe intègrent la calotte et le gradient hydraulique est supposé égal à 10 %. Deux secteurs se distinguent par des perméabilités supérieures à 10^{-4} m/s : entre 3000 et 4000 m et entre 5500 et 5800 m. Ils correspondent

à 39 % de la longueur totale du tronçon de galerie étudié, mais apportent 70 % du volume d'eau. Ce résultat est important car dans le chapitre suivant sera montrée la correspondance entre la distribution des perméabilités et celle des fréquences des petites fissures du système III₁.

CHAPITRE V

HYDROCHIMIE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT

Les échantillons prélevés pour l'essentiel au cours de l'année 1972 proviennent des venues d'eau situées dans le granite de la galerie de Trient. Ils ont servi pour les analyses chimiques et pour les analyses isotopiques (tritium, oxygène-18, soufre 34). Les eaux, aboutissant dans cette galerie surtout par des failles orientées N-S, il n'a pas été possible de corréler le chimisme avec les directions des fractures. Aussi, avons-nous choisi un éventail de sources assez complet, d'après les caractères physiques de ces eaux, tels que la température et le débit.

Les venues d'eau sont repérées par un nombre correspondant au métrage dans la galerie, compté depuis la fenêtre de Trient.

V.I. - LES CARACTERES PHYSIQUES : DEBITS ET TEMPERATURES.V.1.1. - Les débits.

Les débits cumulés par tronçons de 500 m ont déjà permis de calculer les perméabilités (figure 27). Les débits des venues particulières sont pour la majorité compris entre 0,1 et 30 l/s. Les fréquences maxima ou modes sont entre les limites de classe 0-5 l/s et 20-25 l/s (figure 28).

Nous n'avons mentionné que les débits moyens dans le tableau 20 ; en effet, les mesures faites au décalitre n'assuraient pas une précision suffisante pour suivre précisément les fluctuations saisonnières. Mais les variations du débit de la galerie sont sub-synchrones de celles du torrent du Trient (année 1972) : le débit maximum de ce dernier a lieu en juillet, celui de la galerie en juillet-août-début septembre ($Q \approx 600$ l/s). Peut-être existe-t-il un décalage d'un mois. Les débits minima se trouvent en hiver : le régime est donc de type glaciaire. Ces faits montrent une relation quasi-directe entre le ruissellement superficiel ou en conséquence l'infiltration et le volume d'eau évacué par la galerie (figure 29).

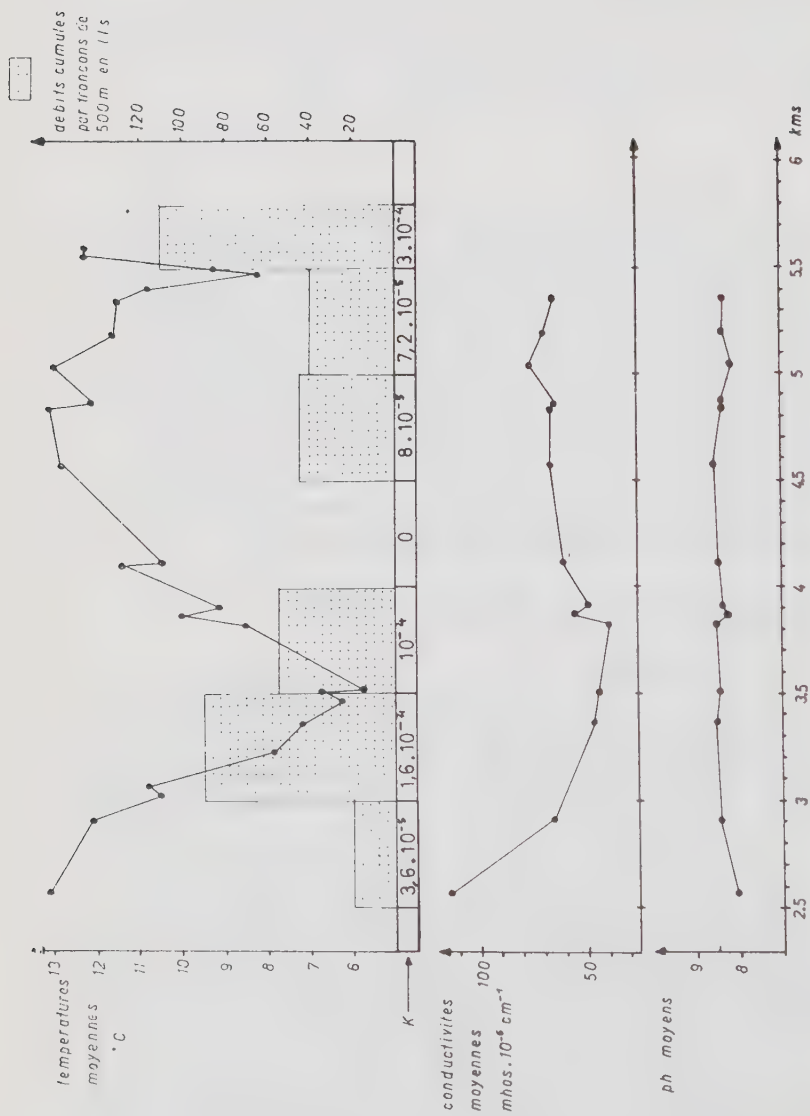


FIG. 27 : CARACTERES PHYSICO CHIMIQUES DES EAUX DE LA GALERIE DE TRIENT

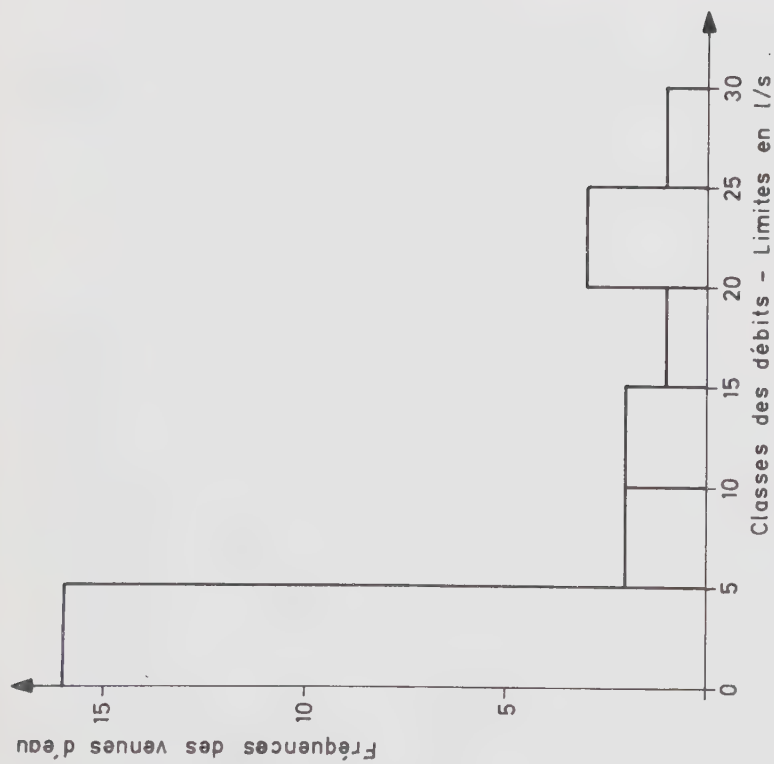


FIG. 28 : FREQUENCES DES VENUES D'EAU CLASSEES D'APRES LES DEBITS
GALERIE DE TRIENT

Tableau 20 : Propriétés physico-chimiques moyennes des eaux de la galerie de Trient (granite)
pour l'année 1972 (moyennes m et écarts-types s)

venue d'eau	q moyen l/s	t °C	pH	C µS/cm	D ₂ dissout mg/l	dureté totale mg/l de CaCO ₃	Concentrations moyennes en mg/l										Fe total	NO ₃	Sr
							SiO ₂	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Fe total			
2 575	0.3	13.2	8.05	114	4.4	51	12.36	19.4	0.78	14.97	0.37	0.7	19.8	63.5	0.01	0.09	0.18	m	
		0.37	0.15	16.7	1.22		0.48	0.83	0.04	0.5	0.08		1.16	1.44	0.02	0.06		s	
2 906	2.5	12.1	8.4	66	8.05	33.4	10.2	12.15	0.44	7.97	0.42	1.6	9.4	36.96	0.01	0.16	0.06	m	
		0.17	0.17	13.1	2.3		0.77	1.3	0.06	0.48	0.06		0.35	0.55		0.01		s	
3 365	25	7.2	8.5	47	8.9	25	6.19	9.16	0.29	3.5	0.76		5.79	29.2	0.04	0.15	0.02	m	
		0.25	0.21	7	0.95		0.31	2.3	0.16	0.14	0.34		1.43	7.97	0.4	0.17		s	
3 506	3.5	6.75	8.45	45	9.6	21.5	5.72	8.8	0.23	3.08	0.83	0.3	5.85	27.58	0.07	0.06	0.02	m	
		0.34	0.22	12.1	1.13		0.32	2.3	0.06	0.15	0.06		0.78	9.48	0.043	0.04		s	
3 820	3	8.5	8.5	39	9.4	22.5	6.4	7.54	0.1	3.85	0.7		5			0.05	0	m	
		0.24	0.15	6.96	1.45		0.35	0.51	0.02	0.62	0.1					0.045		s	
3 906	0.3	9.1	8.35	49	7.6	22.7	6.67	9.38	0.15	4.84	1.28		7.36	29.34	0.05	0.1	0.02	m	
		0.32	0.21	6.84	0.9		0.59	3.06	0.03	0.28	0.09		1.25	12.5	0.025	0.17		s	
4 575	20	12.8	8.55	67		22.5	8.84	9	0.19	7	1.44	0.8	12.9	27.96	0.03		0.05	m	
		0.42					0.12	3.1	0.01	0.15	0.23		0.54	1.61				s	
4 840	= 20	13.1	8.35	67	6.1	29.5	9.97	12.54	0.25	6.7	1.57		16.08	33	0.02	0.07	0.046	m	
		0.72	0.18	7.3	0.54		0.21	0.85	0.04	0.88	0.16		0.75	0.85	0.005	0.044		s	
5 040	20	13	8.1	77	9	34.5	9.06	13.74	0.31	5.27	1.52		16.2	34.18	0.02	0.13	0.06	m	
		0.4	0.26	7.8	0.84		0.23	0.67	0.03	0.57	0.095		0.64	0.68	0.02	0.06		s	
5 411		10.8	8.15	?		?	7.4	13.5	0.4	3.8	1.52		14.87	32.3	0.06		0.04	m	
5 514		9.4	8.35	?		?	6.4	11	0.35	2.7	1.29		12.36	27.33	0.08	0.16	0.04	m	
5 598		12.3	?	?		?	7.24	12.4	0.4	3.1	1.28		16.02	28.79	0.04		0.03	m	

V.1.2. - Les températures.

L'hétérogénéité spatiale des températures est assez importante : elles fluctuent entre 5°7 et 13°1 le long des 3500 mètres de galerie étudiée. Par contre, leurs variations dans le temps sont négligeables, même pour les venues les plus froides (zone d'homothermie) : les coefficients de variation sont tous inférieurs à 6 %.

Ainsi, il est acceptable de ne considérer que les températures moyennes. L'examen de la figure 29 montre qu'à l'échelle de la galerie les températures évoluent de manière continue entre cinq pôles :

- à 2500 m : pôle chaud - maximum : 13°1
- à 3500 m : pôle froid - minimum : 5°7
- à 5000 m : pôle chaud - maximum : 13°1
- à 5500 m : pôle froid - minimum : 8°2
- après 5500 m, remontée des températures.

A un niveau inférieur, des venues espacées de quelques mètres seulement peuvent montrer des écarts de température, atteignant parfois 0,5°C. Ainsi, en est-il à 3820 m. Ce paramètre physique met donc en évidence plusieurs "niveaux" dans l'hétérogénéité des écoulements.

Revenons au niveau kilométrique. Les températures des différentes sources se corrélaient mal avec leurs débits, par contre elles sont fonction de la perméabilité environnante ou des débits cumulés par tronçons de 500 m.

Tableau 21 : Températures et perméabilités pour des secteurs de 500 m

Secteur	Températures	K
2500-3000	> 10°	$3,6 \times 10^{-5}$
3000-4000	< 10°	$\approx 10^{-4}$
4000-5000	> 10°	4×10^{-5}
5000-5800	passent par un minimum à 8°2	$\approx 10^{-5}$

○ Débits moyens mensuels du Torrent du Trient m³/s

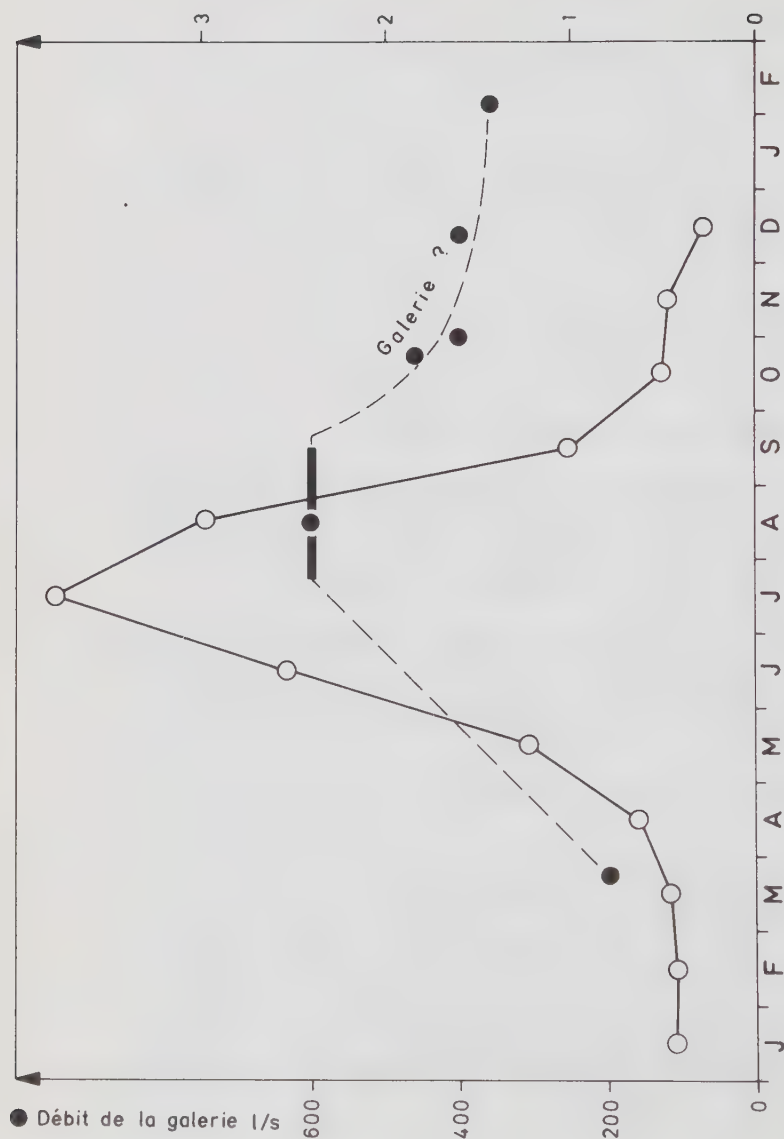


FIG. 29 : DEBITS DU TORRENT DE TRIENT ET DE LA GALERIE DE TRIENT
(ANNEE 1972)

L'analyse de variance va nous permettre d'affirmer si les perméabilités introduisent des différences significatives dans les températures. Deux populations de venues d'eau sont distinguées :

- celles entre 3000 et 4000 m : la perméabilité est supérieure ou égale à 10^{-4} m/s.

- celles entre 2500 et 3000 m, ainsi qu'entre 4500 et 5500 m : la perméabilité est comprise entre 10^{-5} et 10^{-4} m/s.

Les venues d'eau situées entre 5500 m et 5800 m sont éliminées, car s'écoulant au coeur du massif, la comparaison statistique n'est plus possible. Les températures moyennes des venues d'eau sont :

Tableau 22 : Températures des venues d'eau

VENUE	t	K	VENUE	t	K	VENUE	t	K
2 575	13,2	$3,6 \times 10^{-5}$	3 506	6,75	10^{-4}	4 575	12,8	8×10^{-5}
2 906	12,1		3 518	5,7		4 645	12,15	
			3 565	9,15		4 840	13,1	
3 027	10,5	$1,6 \times 10^{-4}$	3 580	9		4 870	12,2	7×10^{-5}
3 070	10,8		3 805	8,15				
3 086	10,8		3 820	8,5		5 040	13	
3 207	7,7		3 870	10,1		5 190	11,6	
3 232	7,7		3 906	9,1		5 234	11,8	
3 238	7,5					5 320	12,5	
3 295	9,4		4 103	11,4	0	5 350	11,6	
3 365	7,2		4 113	11,1		5 411	10,8	
3 385	6,6		4 200	11,3		5 483	8,2	
3 473	6,15							

Tableau 23 : Analyse de variance des températures
(Facteur de variation : la perméabilité)

échantillon	moyenne	DF = N-1	SC	somme des carrés	Q = SC/DF variance
3000 - 4000	8,38	17	42,84	SC1	2,52
2500 - 3000 et 4500 - 5500	11,8	15	21,89	SC2	1,46
ensemble		33	164,12	SCT	4,97 = Q_T
entre échantillon		1	99,39	SCT - $\sum SC_i$	99,39 = Q_E
résiduel		32	64,73	SC1 + SC2	2,02 = Q_R
$F = 49,12 = Q_E / Q_R$					
$F \text{ tabulé } (DF_1 = DF_2 = 32) = 7,1 \quad \text{pour } P = 0,01$					

Le F calculé étant très supérieur au F tabulé, la variance entre échantillon Q_E est plus forte que la variance à l'intérieur des échantillons Q_R : les températures sont donc significativement différentes entre régions perméables et régions peu perméables. La variance est plus importante dans les secteurs froids : dans les zones peu perméables, les températures tendent à s'ajuster à la température du rocher et ne subissent donc que peu de fluctuations spatiales.

Les eaux circulant plus rapidement dans les zones perméables, ne peuvent se mettre en équilibre thermique avec la roche encaissante que plus lentement.

Remarquons qu'il est possible de faire un rapprochement entre la distance séparant les deux zones très perméables (3000-4000 et 5500-5800) et surtout entre la distance séparant les deux anomalies froides des températures situées à 3500 m et 5500 m, soit 2000 m, avec la régionalisation du système de fissures $d_1 III_1$, directement lié aux venues d'eau. La

montée du variogramme étant de l'ordre de 900 à 1000 m, la longueur d'onde peut être évaluée à 1800 m ou 2000 m.

La corrélation entre K et t n'est pas rigoureuse, d'autres facteurs tels que l'éloignement des versants, la conductibilité thermique du rocher, le volume influencé par un pôle froid, intervenant.

V.1.3. - Le gradient géothermique.

La température de l'air de la galerie, entre 2500 m et 5800 m, tronçon au-dessus duquel la hauteur moyenne de rocher varie assez peu (environ 1150 m) vaut 13°C ^(*), ce qui suppose un gradient géothermique de l'ordre de 13°5/km, si l'on accepte une température en surface voisine de - 2°5C (d'après le gradient thermométrique).

Dans le tunnel du Mont-Blanc, la température mesurée du rocher se stabilise à environ 30°C, entre les pk 2,5 et pk 5 ^(**), où la profondeur, assez constante vaut en moyenne 2100 m, sans perturbations importantes dans les zones où circulent des eaux relativement plus froides (d'après les données d'une publication de GUDEFIN E., 1967. Le gradient géothermique s'établit donc à environ 15°/km. Si l'on compare les deux ouvrages :

- à Trient : profondeur moyenne 1150 m → t = 13°C
- au Tunnel du Mont-Blanc : 2100 m → t = 30°C

$$Gt = \Delta t / \Delta h = \frac{30^\circ - 13^\circ}{2100 - 1150} = 17^{\circ}4 \text{ (}^\circ/\text{km)}$$

Ces données indiquent que le gradient géothermique Gt dans le massif du Mont-Blanc est de l'ordre de 15°/km, valeur assez faible, comparée à la moyenne générale (30°/km). Les infiltrations d'eaux froides à partir des névés et glaciers sont certainement à l'origine de ce phénomène.

(*) Nous avons admis l'équivalence entre la température du rocher et celle de l'air de la galerie : cette dernière était fermée à une extrémité, ce qui limitait les courants d'air. De plus, les mesures faites les jours où la ventilation était arrêtée donnaient toujours 12°-13° en moyenne (exception faite des zones très perméables : température de l'air 9°-10°C).

(**) Le pk est le point côté compté en kilomètres depuis l'entrée du tunnel sous le Mont-Blanc versant français.

V.2. - CARACTERES CHIMIQUES.

Les tableaux en annexe (6 à 13) permettent de constater une bonne stabilité dans le temps des concentrations chimiques (milieu tamponné). En effet, les écarts-types sont de l'ordre des erreurs de mesure. Cela s'observe aussi bien pour les venues froides que pour les venues chaudes.

Finalement, nous n'étudierons que les paramètres moyens de ces eaux, qui sont *faiblement minéralisées*. Les résidus secs (eaux filtrées - mise à l'étuve à l'étuve à 105°C), effectués sur certaines venues caractéristiques oscillent entre 50 et 110 mg/l.

Tableau 24 : Résidus secs et conductivités (à 20°C)

venue	date	résidu sec R_s mg/l	conductivité $\mu S/cm$ à 20°C
2575	18/5/72	107	118,01
3506	18/5/72	69	44,7
3906	10/2/72	63	40,16
3906	13/1/72	55	49,23
5015	18/5/72	87	76,21

La corrélation effectuée pour ces cinq couples donne l'équation suivante, avec un coefficient de corrélation valant 0,95 (figure 30) :

$$C = 1,483 R_s - 47,08 \text{ (corrélation valable pour } 30 < C < 120 \mu S/cm)$$

$$r = 0,95 ; 5 \text{ couples } (*)$$

Les conductivités ramenées à 20°C, varient entre 30 $\mu S/cm$ pour les eaux plus froides et 120 $\mu S/cm$ pour les plus chaudes. Ces valeurs sont très proches de celles obtenues pour les eaux de pluie : en Haute-Savoie la valeur moyenne est 30 $\mu S/cm$ à 25°C (HAUBERT M., 1974), dans le Jura 19,9 $\mu S/cm$ à 20°C (MISEREZ J.J., 1973).

(*) Les corrélations sont données avec le coefficient de corrélation et le nombre de couples. Le tableau XV en annexe donne la valeur de r ayant la probabilité d'être dépassée pour diverses valeurs du degré de liberté, qui est égal au nombre de couples moins deux.

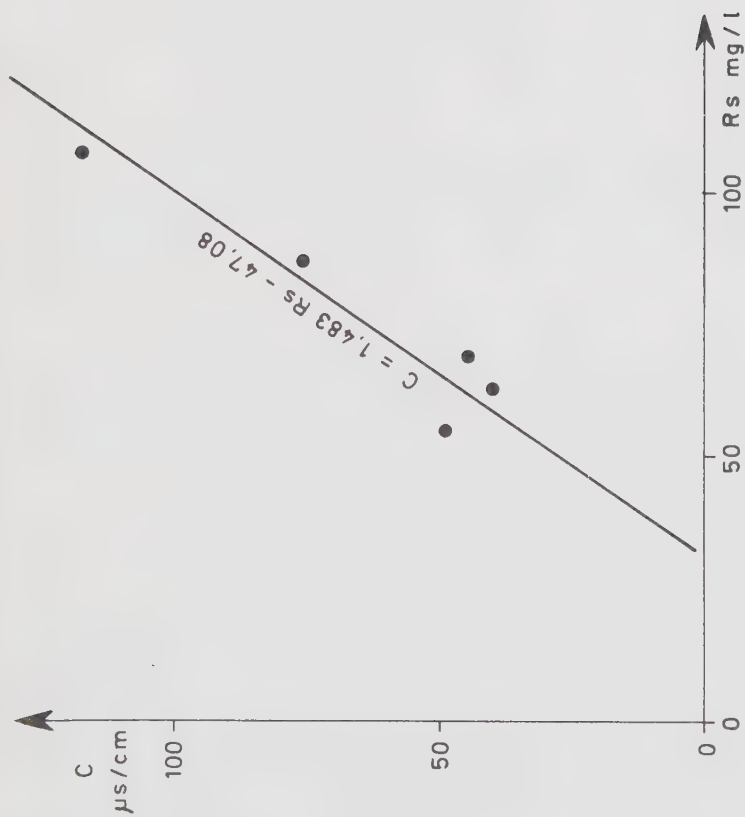


FIG.30 : CORRELATION ENTRE LA CONDUCTIVITE
ET LE RESIDU SEC R_s

Tableau 25 : Concentrations moyennes en milliequivalents
des venues d'eau dans la galerie de Trient (1972) - Quelques rapports

VENUE	rSiO ₂	rCa	rMg	rNa	rK	rSO ₄	rHCO ₃	rFe	rMg rCa	rHCO ₃ rSO ₄	rCa	rSiO ₂	rCa+Mg+rNa+rK	rCa + rMg rNa + rK	rFe rSO ₄	rCa rHCO ₃	rCa rSO ₄	rMg rSO ₄	rCa + rMg rSO ₄	rVg + rFe rSiO ₂ + rNa	rSiO ₂ rNa
2575	0,41	0,968	0,063	0,651	0,009	0,411	1,04	0,0032	0,065	2,56	0,42	0,24	1,71	0,008	0,93	12,35	0,153	2,50	0,062	0,63	
2900	0,34	0,606	0,036	0,345	0,011	0,19	0,605	0,0057	0,039	3,22	0,56	0,34	1,8	0,03	1	3,19	0,189	3,38	0,061	0,92	
3365	0,20	0,457	0,023	0,152	0,019	0,12	0,478	0,0053	0,05	14	0,44	0,30	2,8	0,044	0,96	13,8	0,191	4	0,080	1,32	
3506	0,19	0,437	0,019	0,133	0,021	0,121	0,452	0,0021	0,043	3,84	0,43	0,31	3,6	0,017	0,97	3,6	0,157	3,77	0,065	1,43	
3820	0,21	0,376	0,008	0,167	0,018	0,104	?	0,0018	0,021	?	0,56	0,37	2,06	0,017	?	3,61	0,076	3,69	0,026	1,26	
3906	0,22	0,468	0,012	0,21	0,032	0,153	0,48	0,0036	0,025	3,22	0,47	0,30	1,98	0,023	0,97	3,05	0,078	3,13	0,036	1,05	
4575	0,29	0,45	0,015	0,304	0,037	0,255	0,458	-	0,028	1,64	0,64	0,36	1,36	= 0	0,98	11,76	0,059	1,82	0,025	0,95	
4840	0,33	0,625	0,020	0,289	0,04	0,334	0,54	0,0025	0,032	1,64	0,53	0,33	1,96	0,007	1,16	1,87	0,060	1,93	0,026	1,14	
5040	0,30	0,685	0,025	0,229	0,038	0,337	0,56	0,0046	0,036	1,66	0,44	0,31	2,66	0,013	1,22	12,03	0,074	2,10	0,056	1,31	
5411	0,24	0,618	0,033	0,135	0,039	0,309	0,529	-	0,053	1,71	0,39	0,29	3,74	= 0	1,17	2	0,107	2,1	0,038	1,72	
5514	0,21	0,549	0,029	0,118	0,033	0,25	0,43	0,0057	0,052	1,72	0,38	0,29	3,82	0,02	1,28	12,2	0,116	2,31	0,106	1,78	
5598	0,24	0,618	0,032	0,135	0,032	0,333	0,471	-	0,051	1,41	0,39	0,29	3,89	= 0	1,31	1,85	0,096	1,95	0,085	1,78	

Les pH sont compris entre 8 et 8,6. Ce caractère alcalin est déjà en partie acquis avant l'infiltration ; en effet, des mesures effectuées dans le torrent sous glaciaire du Trient donnent des valeurs comprises entre 7 et 8.

- le 19/06/72	=	8,05
- le 30/06/72	=	7,95
- le 20/07/72	=	7,75
- le 10/08/72	=	8,1
- le 06/10/72	=	6,9

Il est admis que la neige non tassée a un pH acide, la pression partielle en CO_2 étant élevée. Lors de la compaction, pendant la formation des névés et de la glace, le CO_2 est en partie expulsé ce qui entraîne une augmentation du pH (C. EK, 1964).

V.2.1. - Propriétés chimiques et types d'eau.

Sur le tableau 20 sont figurés les paramètres physiques moyens ainsi que les concentrations moyennes en mg/l, rapportées en milliéquivalents sur le tableau 25. La figure 31 montre l'évolution spatiale de quelques rapports entre éléments (concentrations en milliéquivalents).

A) La silice.

Les concentrations en milliéquivalents pour cet élément sont calculées pour SiO_3^{--} . Il est difficile de connaître sous quelle forme est dissoute la silice, mais cette méthode de calcul permet de comparer des eaux provenant d'un même ensemble. Il est admis que lorsque le pH est inférieur à 9, la silice est sous la forme H_4SiO_4 (acide silicique monomérique). La silice est relativement abondante (entre 5 et 13 mg/l), comme dans toutes les eaux circulant dans les massifs granitiques. Le facteur dirigeant les différences des teneurs en silice, notées pour les diverses venues est la température (figure 32) :

$$r \text{ SiO}_2 = 0,0237 \text{ t} + 0,0116 \quad (r = 0,82 ; 12 \text{ couples})$$

B) Les alcalins et les alcalino-terreux.

A toutes les sources, l'importance relative des éléments en milliéquivalents, est la suivante :

$$r \text{ Ca} > r \text{ Na} \gg r \text{ Mg} \sim r \text{ K}$$

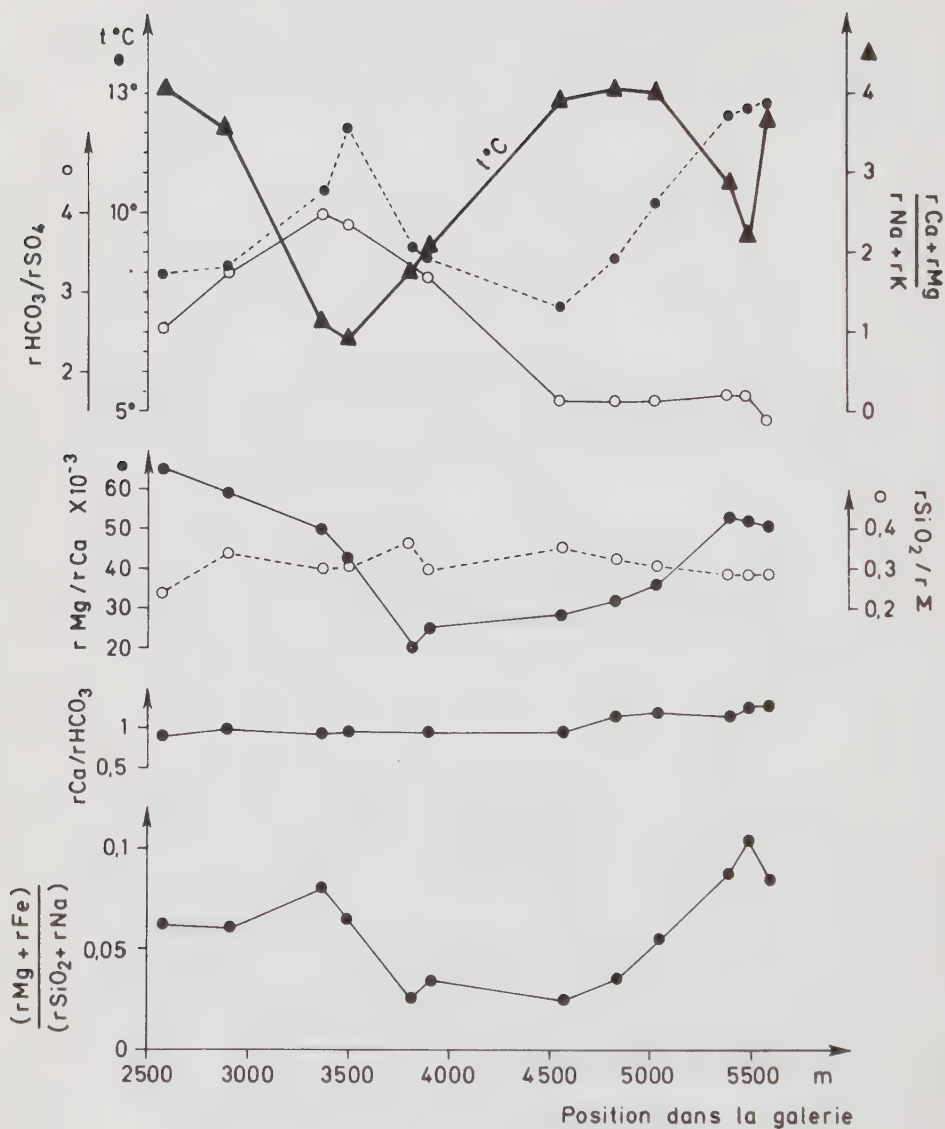


FIG. 31 : EVOLUTION SPATIALE DES PARAMETRES CHIMIQUES
DANS LA GALERIE DE TRIENT

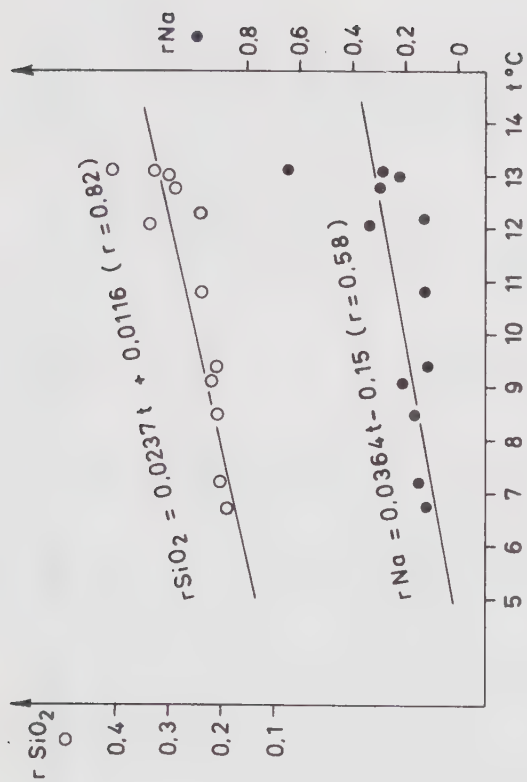


FIG. 32 : CORRELATION ENTRE LES CONCENTRATIONS EN MEQ. EN SiO_2 ET Na^+ ET LA TEMPERATURE

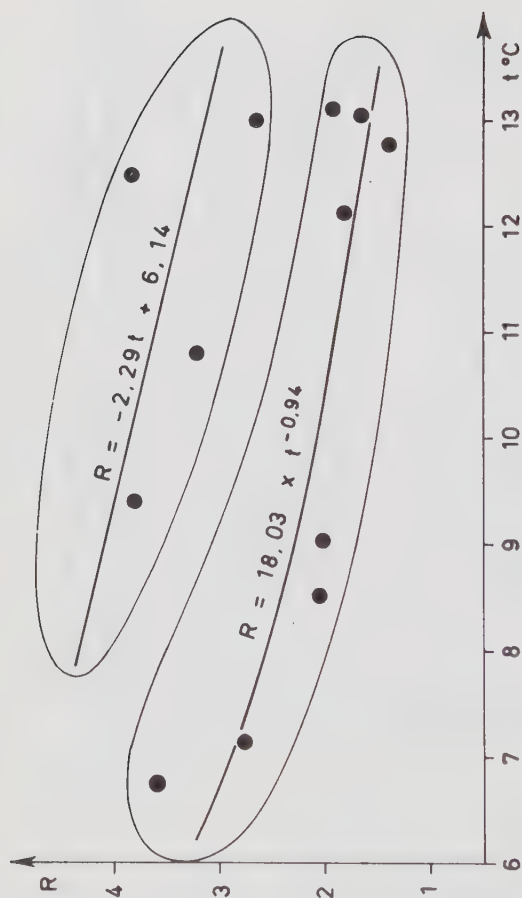


FIG. 33: CORRELATION ENTRE LE RAPPORT $R((rCa + rMg)/(rNa + rK))$ ET LA TEMPERATURE

D'après SCHOELLER H., 1962, les alcalino-terreux s'éliminent moins facilement de la roche granitique que les alcalins, exception faite des granites à amphibole. Dans notre cas, les alcalino-terreux prédominent.

$$1.36 < \frac{r \text{ Ca} + r \text{ Mg}}{r \text{ Na} + r \text{ K}} < 3.89$$

Ce rapport $(r \text{ Ca} + r \text{ Mg}) / (r \text{ Na} + r \text{ K})$ augmente notablement dans les deux secteurs froids (figure 33). Une première corrélation apparaît entre 2500 m et 4900 m, où :

$$\frac{r \text{ Ca} + r \text{ Mg}}{r \text{ Na} + r \text{ K}} = 18.03 t^{-0.94} \quad (t \text{ en } ^\circ\text{C} ; r = 0.93 ; 7 \text{ couples})$$

Après 4900 m, la fraction alcalino-terreuse est plus importante, et l'on obtient une deuxième corrélation :

$$\frac{r \text{ Ca} + r \text{ Mg}}{r \text{ Na} + r \text{ K}} = -2.29 t + 6.14 \quad (r = 0.63 ; 4 \text{ couples} ; \text{mauvaise corrélation})$$

Ce phénomène peut être attribué à une variation dans la composition des terrains lessivés (probablement un enrichissement en amphiboles et épidote).

Le sodium évolue en phase avec la silice (figure 32), la température jouant à nouveau un rôle important :

$$r \text{ Na} = 0.0364 t - 0.15 \quad (r = 0.58 ; 12 \text{ couples} ; \text{sécurité } P = 0.95)$$

PACES T., 1972, note que dans le massif granitique de Bohème le sodium varie également avec la température ainsi qu'avec le PCO_2 .

Finalement la silice se corrèle très bien avec les alcalins et la température :

$$r \text{ SiO}_2 = 0.31 (r \text{ Na} + r \text{ K}) + 0.012 t - 0.054 \quad (r = 0.98 ; 12 \text{ couples})$$

TARDY Y., 1969, aboutit à une corrélation de même type dans les Vosges :

$$\text{SiO}_2 = 1.86 \text{ Na}_2\text{O} + 0.84 \text{ K}_2\text{O} + 0.05 \quad (\text{en moles})$$

Par contre, le calcium et le magnésium réagissent un peu différemment. Les minima pour r_{Ca} et r_{Mg} se situent entre 3800 m et 4600 m, ce qui ne correspond pas aux zones les plus froides.

Remarquons que les rapports r_{Mg}/r_{Ca} sont très faibles :

$$0,021 < \frac{r_{Mg}}{r_{Ca}} < 0,065$$

c) Origine des anions.

Une analyse ponctuelle des eaux de neige du 4/2/74 a donné les résultats suivants (avec comparaison des concentrations moyennes mensuelles à Bellevaux - Haute-Savoie - altitude : 930 m - HAUBERT M., 1975) :

Tableau 26 : Concentrations en mg/l des eaux de précipitations et du torrent de Trient

Lieu	pH	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	PO ₄ ³⁻
Trient neige	5,7	0,006	0,5	-	0,5	0,065	0,04	0,3	1,8	2,4	0,1	0,3	6x10 ⁻³
Bellevaux - pluie	-	0,12	1,6	0,12	0,99	0,9	0,37	1,4	3,7	4,7	0,31	0,095	0,07
- neige	-	0,11	5,1	0,12	1,35	1,1	0,26	1,2	3	9,1	0,19	0,009	0,15
Torrent 20/7/72	6,95	1,8	3,5	0,12	0,48	0,71							
Torrent 19/6/72	8,05	2,28	3,5	1	0,56	1,14							
Conductivités du Torrent de Trient	19/06/72	:	40	} moyenne : 37 µS/cm équivalent résidus sec : 56,7									
	30/06/72	:	33										
	20/07/72	:	24										
	10/08/72	:	19										
	06/10/72	:	70										

Il apparaît, et cela est confirmé par les analyses des eaux de neige à Trient et de précipitation à Bellevaux (HAUBERT M., 1975) que les concentrations en nitrates et en chlorures, peu élevées, des eaux circulant dans le massif du Trient sont semblables à celles des eaux de précipitation.

Les cations sont donc équilibrés par les ions bicarbonate et les ions sulfate, les premiers prédominant :

$$(r \text{ HCO}_3 \approx r \text{ Ca}) > (r \text{ Na} \approx r \text{ SO}_4 \approx r \text{ SiO}_2) \gg (r \text{ Mg ou } r \text{ K}) > r \text{ Cl}$$

Les ions bicarbonates sont liés au CO_2 dissout dans l'eau et proviennent de l'atmosphère.

Plusieurs origines sont possibles pour les ions sulfates :

- les eaux de pluie et neige, dont les concentrations en SO_4^{--} peuvent atteindre parfois 30 mg/l (Thonon).
- l'oxydation des sulfures du granite (pyrite,...). En effet, les eaux sont oxydantes : le taux de saturation en oxygène des eaux est compris entre 50 et 100 % (moyenne : 80 %).

L'étude des isotopes du soufre et en particulier du rapport isotopique $\text{S}^{34}/\text{S}^{32}$ a permis de trancher. Les résultats sont donnés en $\delta \text{S}^{34} \text{ ‰}$:

$$\delta \text{S}^{34} \text{ ‰} = \frac{(\text{S}^{34}/\text{S}^{32}) \text{ échantillon} - (\text{S}^{34}/\text{S}^{32}) \text{ référence}}{(\text{S}^{34}/\text{S}^{32}) \text{ référence}}$$

Le standard de référence est le rapport $(\text{S}^{34}/\text{S}^{32})$ de la troïlite du météorite de Canyon Diablo ($\delta = 0$) qui représente le rapport isotopique terrestre à l'origine. La méthode employée est celle de THODE H.G. et al. (1961), qui permet de doser le rapport isotopique des sulfures, oxydés sous forme de gaz SO_2 au spectromètre de masse. Les résultats sont donnés dans le tableau suivant (erreur : 0,2 δ) :

Tableau 27 : Les teneurs en soufre-34

Lieu	Pyrites	Protogine	Schistes	Neige	Venues de la galerie							
					2575	2906	3365	3506	3906	4575	5015	5501
SO_4^{--} ppm		20		1,8	21,3	11,5	8,2	6,6	8,8	15,8	17,1	17,4
$\delta \text{S}^{34} (\pm 0,2)$	- 7,9	- 4,7	- 0,6	+3,6	+5,8	-1,1	+0,3	+2,4	+3,2	+3,2	+3,2	+6,4

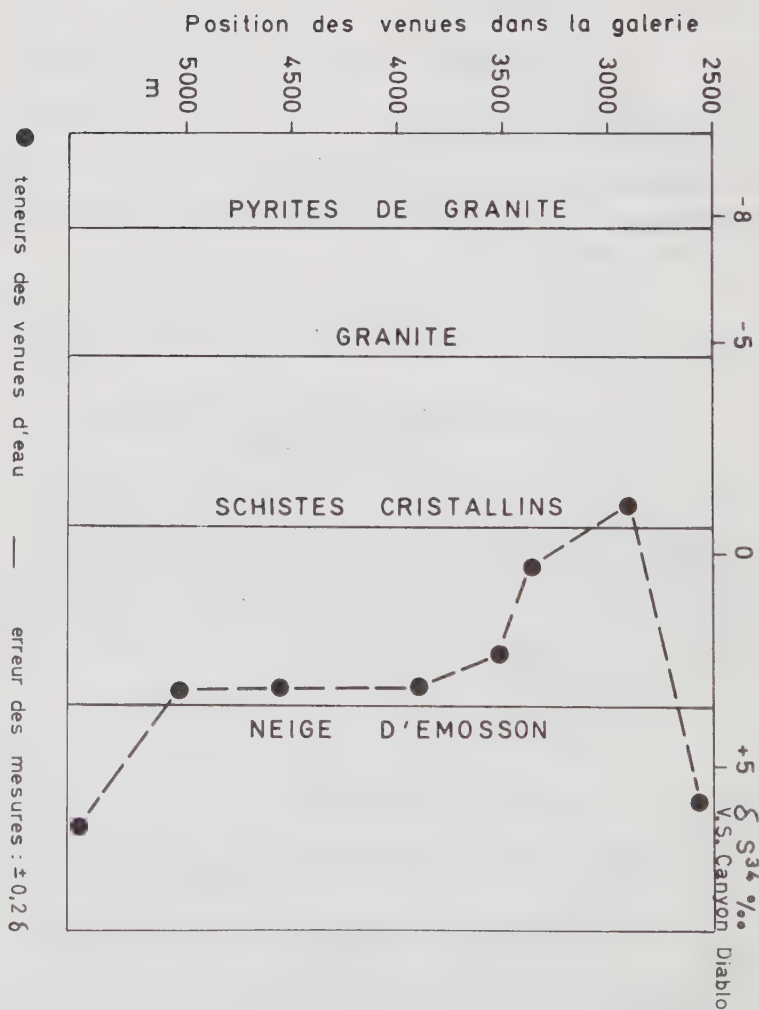


FIG. 34 : Teneur en S^{34} des venues d'Eau de la galerie de Trient, comparées à celles des roches voisines et des précipitations.

Le tableau 27 et la figure 34 montrent que les eaux circulant dans les granites présentent des rapports isotopiques compris entre - 1,1 et + 6,4 ‰. Les quatre venues 3506, 3906, 4575 et 5015 ont des valeurs très voisines de celles des sulfates des eaux de précipitation : les sulfates de ces venues sont donc d'origine météorique et les échanges avec la roche encaissante sont donc minimes. Par contre les deux venues 2906 et 3365 présentent des rapports très voisins de ceux des schistes cristallins. Deux raisons peuvent être invoquées : soit ces valeurs proches de 0 correspondent à un mélange entre les sulfures des pyrites et les sulfates des précipitations, soit les eaux de ces venues traversent des zones plus schisteuses (nous avons déjà mentionné que les failles N-S correspondent fréquemment à des bandes noires très schisteuses). Les deux venues 2575 et 5501 donnent des rapports très positifs même comparés à ceux des précipitations : leurs températures sont élevées et surtout la venue 2575 est remarquable par sa faible teneur en tritium (temps de transit long). Ces données expliquent que de nouveaux équilibres isotopiques soient probablement intervenus.

D) Comportement des anions.

Dans la première zone froide à 3506 m, les bicarbonates deviennent plus abondants que les sulfates (P CO_2 augmente, donc $r \text{HCO}_3^- / r \text{SO}_4^{2-}$ augmente) mais cela est moins bien marqué dans la deuxième zone froide à 5500 m.

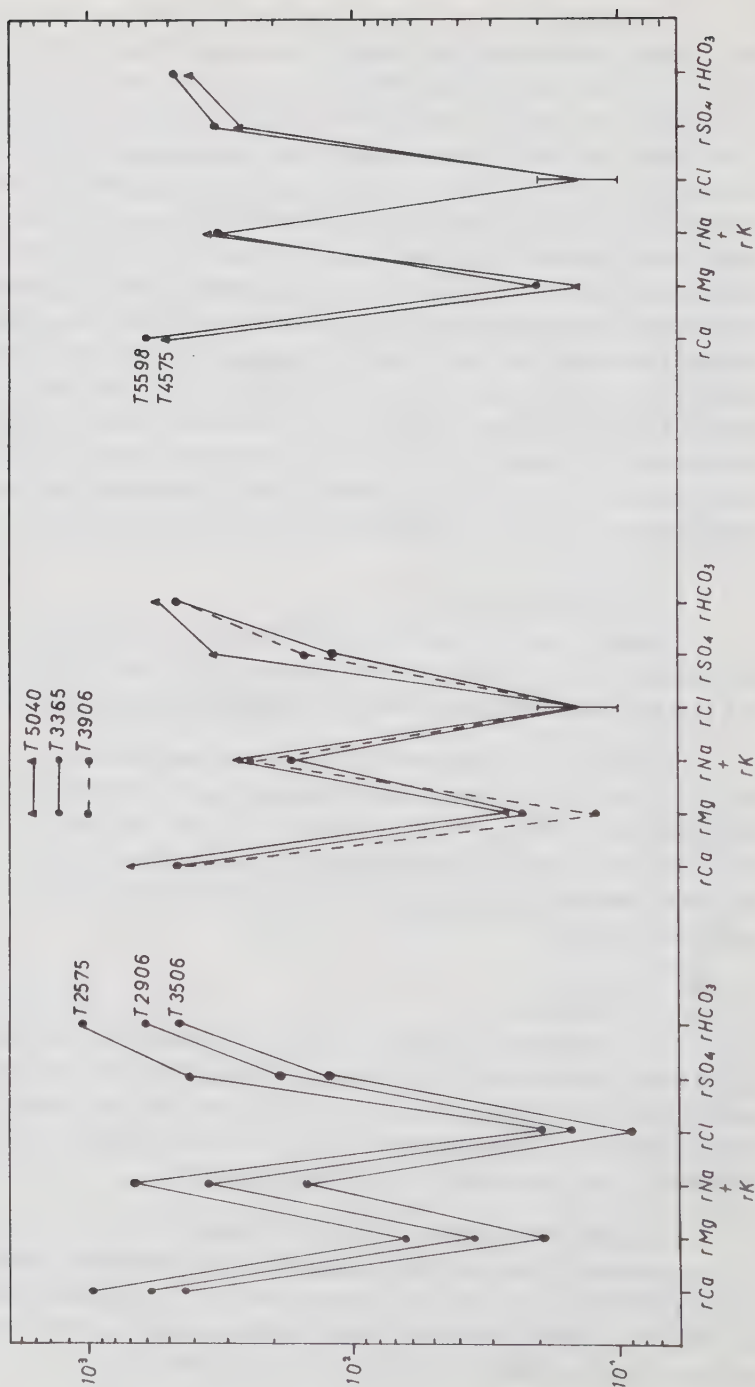
Comme en B, une modification dans le chimisme apparaît après 4900 m. Le rapport $r \text{Ca} / r \text{HCO}_3^-$ apporte également des renseignements complémentaires : entre 2500 m et 4600 m, il est voisin de 1 (les ions Ca^{++} sont à peu près équilibrés par les bicarbonates). Après 4600 m, il devient légèrement supérieur à 1, indiquant un léger excédent des ions Ca^{++} , par rapport aux ions HCO_3^- .

E) Conclusions.

Les diagrammes de Schoeller (figure 35) montrent que ces eaux appartiennent au type *bicarbonaté calcique*. La température aux différentes venues joue un rôle notable dans les variations spatiales des concentrations, mais la composition minéralogique du rocher intervient également, donnant après 4900 m, des propriétés un peu différentes aux eaux.

La conductivité moyenne des eaux du torrent de Trient, 37 $\mu\text{S/cm}$, très proche de celle des eaux météoriques, 30 $\mu\text{S/cm}$ (HAUBERT M., 1974), 19 $\mu\text{S/cm}$ (MISEREZ J.J., 1973) est à peine inférieure à celle des venues les plus froides (T 3365 : 47 $\mu\text{S/cm}$, T 3506 : 45 $\mu\text{S/cm}$), qui circulent donc rapidement (faible dissolution de la roche encaissante).

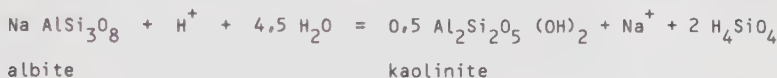
FIG. 35 : DIAGRAMME SEMI-LOGARITHMIQUE
(d'après SCHÖELLER)



V.2.2. - Les diagrammes d'équilibre.

Les développements de la thermodynamique ont permis de mieux connaître les processus d'altération des minéraux. Nous ne considérerons ici que les silicates. Les eaux d'infiltration ont une action corrosive qui est, en grande partie due au CO_2 dissout, qui forme l'acide carbonique. Les silicates sont alors transformés en minéraux argileux, dont les principaux sont la kaolinite, la montmorillonite, l'illite. Certains cations sont alors libérés et passent en solution, l'aluminium restant dans les phases solides ou amorphes.

Les réactions d'hydrolyse des silicates, par contre, provoquent la mise en solution de l'aluminium, mais ce dernier est généralement si peu abondant dans les eaux que l'on ne considère que le premier type de réaction dans les diagrammes d'équilibre. Considérons l'exemple de l'Albite qui peut s'altérer en kaolinite suivant la réaction suivante :



L'albite et la kaolinite étant en phase solide, la constante d'équilibre s'écrit :

$$K = \frac{(\text{Na}^+) (\text{H}_4\text{SiO}_4)^2}{(\text{H}^+)}$$

Les quantités considérées dans la formule précédente (entre parenthèses) sont les activités a_i des ions, qui sont proportionnelles aux concentrations molaires c_i :

$$a_i = f_i c_i$$

Les coefficients de proportionnalité sont calculés avec la relation classique de DEBYE-HUCKEL :

$$f_i = \exp - ((A v_i \mu) / (1 + r_i B \mu))$$

A et B sont deux constantes dépendantes de la température. Les eaux considérées présentant des températures voisines de 10°C , nous prendrons (MISEREZ J.J., 1973) les valeurs suivantes :

$$A = 0,4960$$

$$B = 0,3258 \times 10^{-8}$$

r_i : rayon ionique de l'ion. Exemples : Na : 4×10^{-8}

Mg : 8×10^{-8}

K : 3×10^{-8}

Ca : 6×10^{-8}

(d'après GARRELS et CHRIST, 1965)

v_i : charge ionique

μ : force ionique, représentative de l'ensemble des ions dans la solution :

$$\mu = 0,5 \sum_i v_i^2 c_i$$

Nous avons calculé dans un premier temps les forces ioniques moyennes des eaux de Trient, mentionnées avec les duretés totales moyennes correspondantes.

Tableau 28 : Forces ioniques et duretés totales des eaux de Trient

Venue d'eau	Force ionique	Dureté totale
2575	$2,29 \times 10^{-3}$	50,94
2906	$1,32 \times 10^{-3}$	33,39
3365	$9,27 \times 10^{-4}$	25
3506	$8,84 \times 10^{-4}$	21,57
3906	$9,96 \times 10^{-4}$	22,72
4575	$1,13 \times 10^{-3}$	22,5
4840	$1,417 \times 10^{-3}$	27,5
5040	$1,46 \times 10^{-3}$	34,5
5411	$1,38 \times 10^{-3}$	?
5514	$1,13 \times 10^{-3}$	42,5
5598	$1,305 \times 10^{-3}$	?

Les duretés totales sont exprimées en mg/l de CaCO_3 . On obtient une bonne corrélation entre les forces ioniques μ calculées et les duretés totales Dt (tableau 28) :

$$\mu = 3,4 \cdot 10^{-5} \text{ Dt} + 2,18 \cdot 10^{-4}$$

($r = 0,806$; 9 couples ; sécurité supérieure à 99 %)

Cette relation est donc valable pour des eaux bicarbonatées calciques dont le rapport $r \text{ HCO}_3^- / r \text{ SO}_4^{2-}$ est compris entre 1,4 et 3,85 (tableau 25). Elle est très voisine de celle proposée par MISFRET J.J., 1973 pour les eaux karstiques du Jura :

$$\mu = 3 \cdot 10^{-5} \text{ Dt}$$

Avec les forces ioniques, il est donc possible de calculer les coefficients f_i . Seulement deux venues présentant des températures différentes sont considérées (2575 : venue chaude ; 3506 : venue froide).

Tableau 29 : Coefficients f_i

	Na	Mg	K	Ca
2575	0,97	0,909	0,97	0,909
3506	0,985	0,943	0,985	0,942

Les coefficients f_i sont donc tous compris entre 0,9 et 1, ce fait étant dû à la faible minéralisation des eaux. La relation devient :

$$f_i \approx 1 \quad a_i \approx c_i$$

Dans les lois d'action de masse, il est justifié dans notre cas de ne considérer que les molalités.

Reprenons l'exemple de l'Albite/Kaolinite :

$$\log K = \log (\text{Na}^+) + \text{pH} + 2 \log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$$

$$\log (\text{Na}^+) + \text{pH} = 2 \log (\text{H}_4\text{SiO}_4) - \log K$$

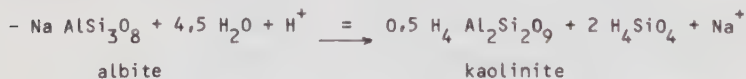
Si l'on porte sur un diagramme, $\log (\text{Na}^+) + \text{pH}$ en ordonnée, et $\log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$ en abscisse, on obtient une droite à l'équilibre, séparant deux domaines de stabilité, l'un pour la phase albite, l'autre pour la phase kaolinite. Généralement, on reporte plusieurs minéraux principaux sur ces diagrammes : ainsi pour le sodium, les phases pouvant jouer un rôle sont : l'albite, la gibbsite, la kaolinite et la montmorillonite sodique.

A) Stabilité par rapport à la kaolinite :

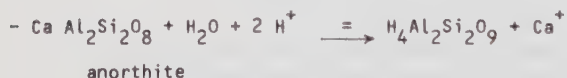
Les analyses minéralogiques effectuées par VON RAUMER (1967) montrent que les minéraux de la protogine sont : le quartz, l'orthose, les plagioclases, la biotite, la chlorite, la hornblende et l'épidote.

Entre 0° et 15° , le quartz étant difficilement soluble, la silice provient d'autres réactions. La construction des diagrammes d'équilibre pour Na^+ , Ca^{2+} , K^+ et Mg^{2+} et le report de nos valeurs sur ces mêmes diagrammes (figures 36, 37, 38, 39), montrent que les eaux ne sont pas en équilibre dans les systèmes partiels, mais au contraire tendent à dissoudre les phases minérales du granite.

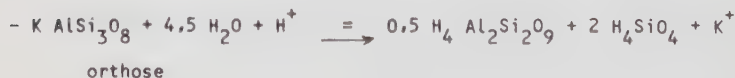
Par contre, elles sont en premier lieu stables vis à vis de la kaolinite, entraînant les réactions d'altération suivantes (les flèches indiquent le sens dominant de la réaction) :



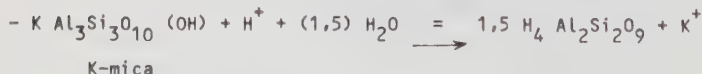
$$\log K(t) = 0,046 + 0,00323 t$$



$$\log K(t) = 18,84 - 0,07 t$$



$$\log K(t) = -2,931 + 0,016 t$$



$$\log K(t) = 5,5 - 0,02 t$$

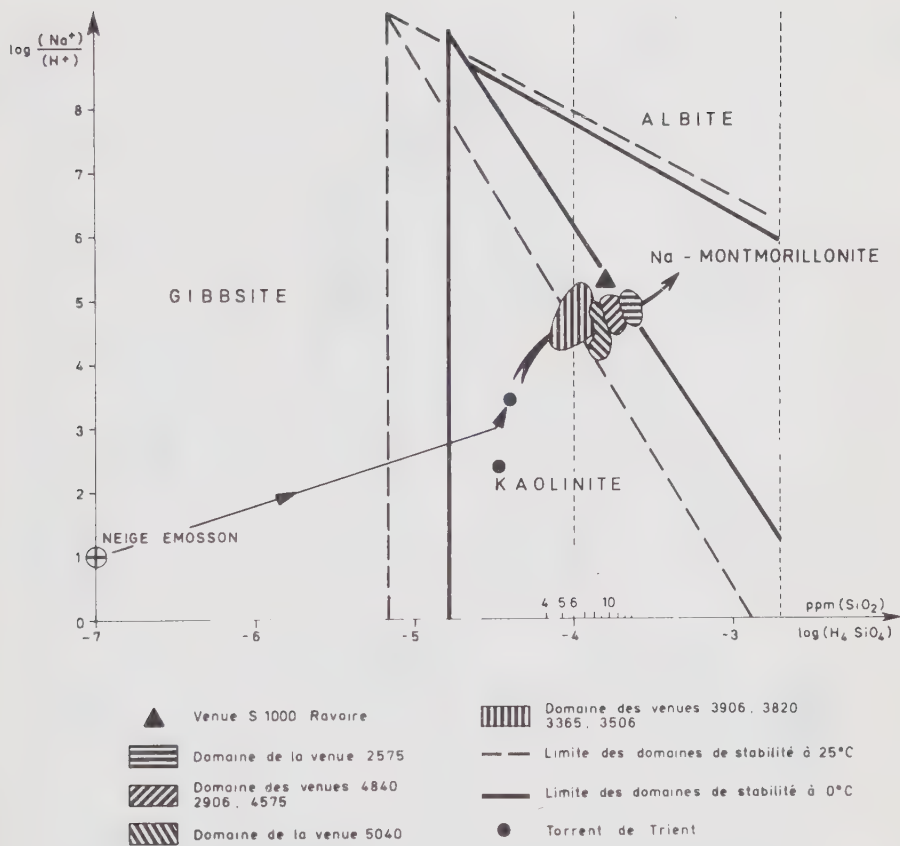


FIG. 36 : DIAGRAMME DE STABILITE Na_2O , Al_2O_3 ; SiO_2 , H_2O

(D'après Helgeson 1969)

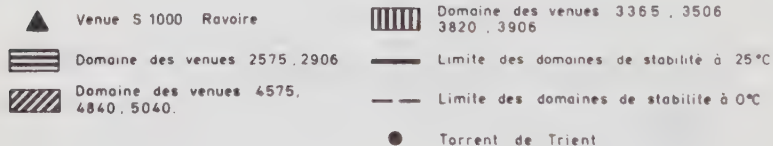
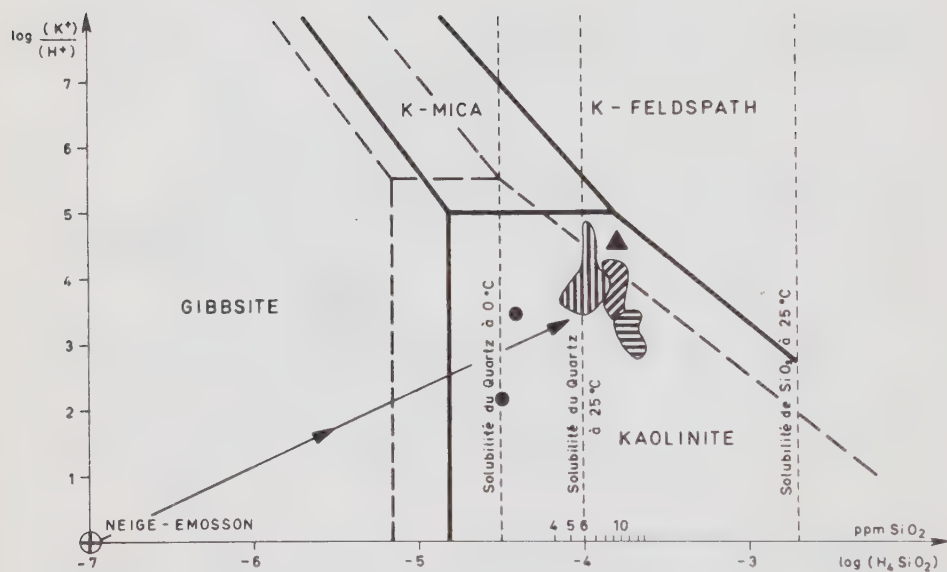
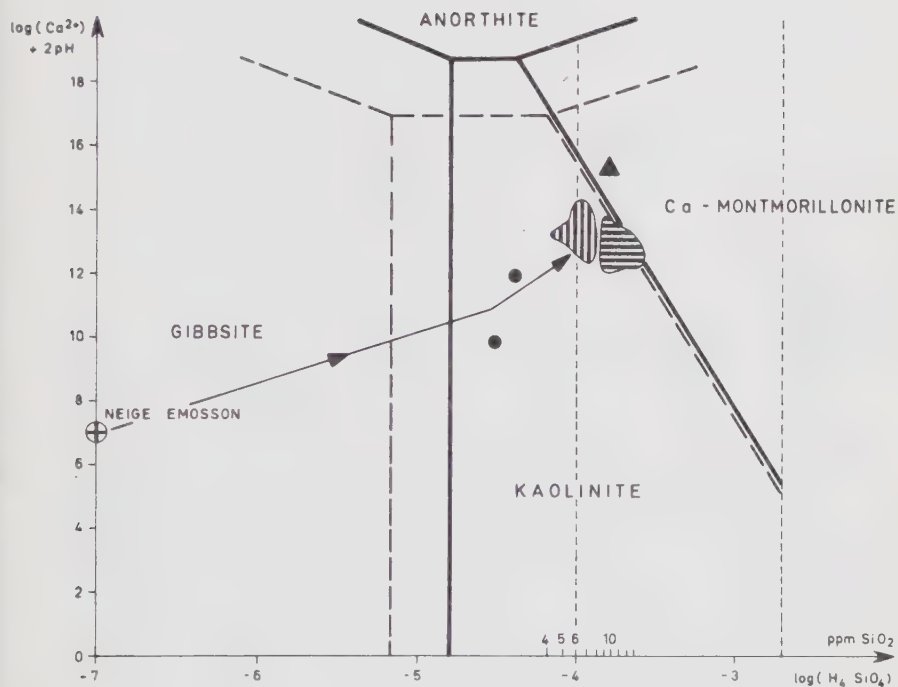


FIG. 37 : DIAGRAMME DE STABILITE K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .

(D'après Helgeson 1969)



- | | | | |
|--|---|--|--|
| | Venue S 1000 . Ravoire | | Limites des domaines de stabilité à 25°C |
| | Domaine des venues 4575, 4840, 2575, 2906, 5040 | | Limites des domaines de stabilité à 0°C |
| | Domaine des venues 5520, 3506, 3365, 3906 | | Torrent de Trient |

FIG. 38 : DIAGRAMME D'EQUILIBRE $\text{Ca}_2\text{O}, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$

(D'après Helgeson 1969)

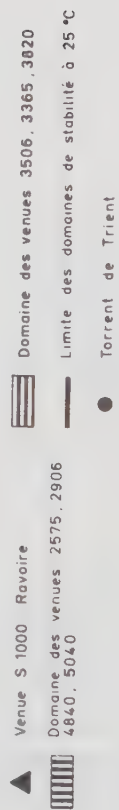
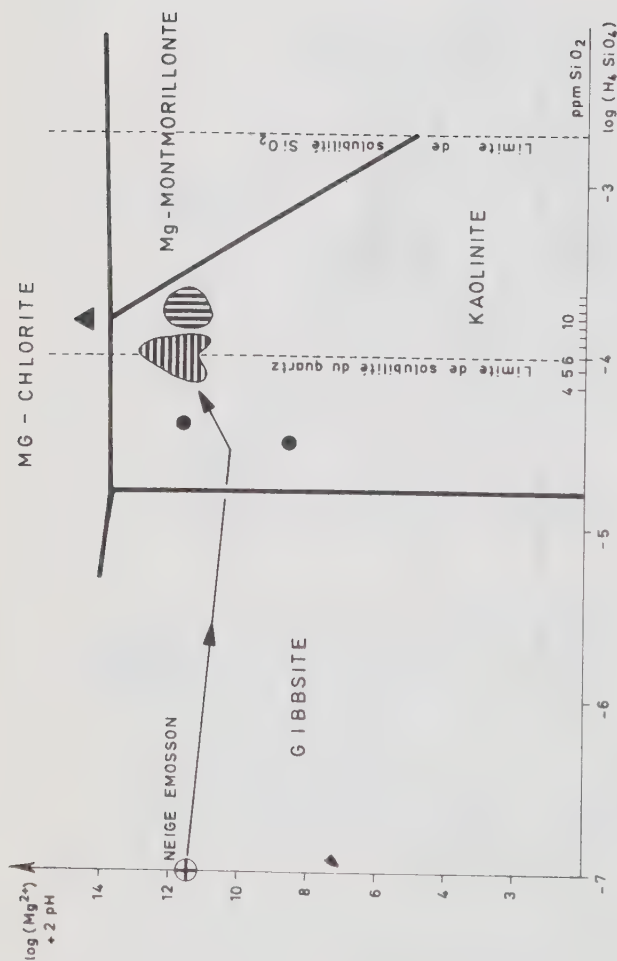


FIG 39 DIAGRAMME D'EQUILIBRE $Mg_2O \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot H_2O$
(D'après Helgeson 1969)

Les constantes d'équilibre sont fonction de la température et il s'avère nécessaire d'en tenir compte surtout lorsque l'on est proche de l'équilibre entre deux phases (*).

Ces réactions montrent que la silice $\text{Si}(\text{OH})_4$ provient pour l'essentiel des plagioclases acides, fournissant également le sodium, et des feldspaths potassiques, donnant aussi le potassium. L'anorthite ou plagioclase basique ne fournit que du calcium et les micas potassiques que du potassium.

Ces faits expliquent la très bonne corrélation existant entre la silice et les alcalins présents dans l'eau corrigée avec la température. Sans ce dernier facteur on obtient :

$$r \text{ SiO}_2 = 0,236 (r \text{ Na} + r \text{ K}) + 0,197 \quad (r = 0,575 ; 11 \text{ couples} ; \text{sécurité} : 93 \%)$$

Mais les teneurs en silice de ces eaux restent comprises entre 5,7 et 12,4 mg/l, alors que la limite de solubilité de la silice amorphe à 25°C est 120 mg/l (HARDER et FLEHMING, 1970). Nous admettons que la limite de solubilité du quartz (11 mg/l à 25°C) est un facteur limitant pour les teneurs en SiO_2 dans les eaux aussi bien dans les eaux du karst jurassien (MISEREZ J.J., 1973) que dans les eaux du granite du Trient, bien que dans ce dernier le stock de SiO_2 dans la roche soit beaucoup plus important et présent sous de multiples formes. Un deuxième facteur limitant d'après BERNER, 1971, in MISEREZ J.J., 1973 est que H_4SiO_4 est éliminé quand les eaux sont fortement bicarbonatées. Mais les teneurs en HCO_3^- des eaux étudiées sont trop faibles (en exemple, GARRELS R.M., 1967 indique la formation de montmorillonites sodiques magnésiennes consommant kaolinite et silice quand $(\text{HCO}_3^-) > 100 \text{ mg/l}$). Le facteur limitant peut être alors la pauvreté de H_2CO_3 dans l'eau, le type de réaction suivante pouvant exister :



Cela peut se vérifier avec la correspondance entre silice et bicarbonate qui sont libérés dans les rapports 4 pour 2 :

$$r \text{ SiO}_2 = 0,331 r \text{ HCO}_3 + 0,088 \quad (r = 0,813 ; 11 \text{ couples} ; \text{sécurité} > 99 \%).$$

La corrélation est donc meilleure avec les bicarbonates qu'avec les alcalins.

(*) Les valeurs de K (t) ont été calculées avec les données de HELGESON H.C. et al., 1969 et de PACES T., 1972.

La prédominance du sodium par rapport au potassium correspond à la différence entre les constantes d'équilibre : l'albite inhibe pratiquement la solubilisation du feldspath potassique, lorsque ces deux minéraux sont simultanément en présence dans la roche (HELGESON H.C. et al., 1969). La muscovite est peu abondante. Pour que l'albite soit moins altérable que le feldspath-K, le rapport Na/K doit dépasser 2400, ce qui est loin d'être le cas (TARDY Y., 1969).

Il faut remarquer que les plagioclases du granite du Mont-Blanc étant assez proches du pôle acide, le calcium peut également provenir de l'épidote et de la hornblende. Mais les domaines de stabilité de ces derniers minéraux étant encore assez mal connus, nous n'avons pu construire leurs diagrammes relatifs.

Le magnésium peut provenir de la dégradation des amphiboles et des chlorites, dont la fraction Mg-chlorite est instable vis-à-vis de la kaolinite. Mais la complexité de la composition de ce minéral fait que la constante d'équilibre théorique peut être éloignée de la réalité : en effet, les chlorites subsistent dans les fissures.

B) Relations entre les différents minéraux argileux.

Il est possible de calculer des indices de déséquilibre entre les diverses phases solides (PACES T., 1972). Reprenons l'exemple de l'albite/kaolinite :

$$\log (K_t) = \log (Na^+) + pH + 2 \log (H_4SiO_4)$$

L'indice de déséquilibre est :

$$I_{Ab-k} = \log (Na^+) + pH + 2 \log (H_4SiO_2) - \log K_t$$

Lorsque la fraction soluble (Na^+) et (H_4SiO_4) est peu abondante, $\log (Na^+) + pH + 2 \log (H_4SiO_4)$ diminue, d'où :

$$\log (Na^+) + pH + 2 \log (H_4SiO_4) < \log K_t$$

et I_{Ab-k} est négatif, indiquant que l'albite est instable vis-à-vis de la kaolinite. Dans le cas contraire, lorsque I_{Ab-k} est positif, l'albite est stable. A l'équilibre entre les deux phases I_{Ab-k} est nul. On admet qu'il y a équilibre lorsque I est compris entre - 0,5 et + 0,5 ceci à cause des erreurs de mesure, aussi bien sur les concentrations que sur les constantes d'équilibre.

- I (albite-kaolinite) :

$$I_{Ab-k} = \log (Na^+) + 2 \log (H_4SiO_4) + pH - (0,046 + 0,0032 t)$$

- I (orthose-kaolinite) :

$$I_{KF-k} = \log (K^+) + 2 \log (H_4SiO_4) + pH - (0,016 t - 2,93)$$

- I (Anorthite-kaolinite) :

$$I_{An-k} = \log (Ca^{2+}) + 2 pH - (18,84 - 0,07 t)$$

- I (Illite-kaolinite) :

$$I_{ILL-k} = 0,6 \log (K^+) + 0,25 \log (Mg^{2+}) + 1,2 \log (H_4SiO_4) + 1,1 pH - (1,69 - 0,005 t)$$

- I (kaolinite-Gibbsite) :

$$I_{k-G} = 2 \log (H_4SiO_4) - (0,02 t - 8,79) ?$$

- I (Ca-Montmorillonite-kaolinite)

$$I_{CaM-k} = (\log (Ca^{2+}) + 8 \log (H_4SiO_4) + 2 pH - (0,011 t - 16,6))/6$$

- I (Na-Montmorillonite-kaolinite) :

$$I_{NaM-k} = \log (Na^+) + pH + 4 \log (H_4SiO_4) - (-11,5 + 0,088 t)$$

- I (k mica-kaolinite) :

$$I_{KM-k} = \log (K^+) + pH - 5,5 + 0,02 t$$

Tableau 30 : Indices de déséquilibre chimique

Venue	2575	2906	3365	3506	3820	3906	4575	4840	5040	5411	5514
I_{Ab-k}	- 2,62	- 2,68	- 3,39	- 3,54	- 3,26	- 3,32	- 2,7	- 2,83	- 3,27	- 3,54	- 3,56
I_{Kf-k}	- 1,65	- 1,37	- 1,39	- 1,44	- 1,37	- 1,26	- 0,8	- 0,9	- 1,23	- 1,34	- 1,27
I_{An-k}	- 6,99	- 6,42	- 5,99	- 6,07	- 6,16	- 6,42	- 6,3	- 6,58	- 7,03	- 6,77	- 6,37
I_{ILL-k}	- 1,34	- 1,08	- 1,16	- 1,24	- 1,24	- 1,2	- 0,75	- 0,86	- 1,17	- 1,21	- 1,1
I_{k-G}	1,39	1,25	0,79	0,74	0,87	0,87	1,14	1,23	1,14	0,95	0,87
I_{CaM-k}	- 0,06	- 0,07	- 0,35	- 0,4	- 0,31	- 0,35	- 0,11	- 0,1	- 0,23	- 0,34	- 0,34
I_{NaM-k}	0,44	0,23	- 0,39	- 0,56	- 0,39	- 0,47	0	0,14	- 0,42	-	- 0,87
I_{KM-k}	- 2,22	- 1,92	- 1,55	- 1,53	- 1,56	- 1,45	- 1,1	- 1,26	- 1,46	-	- 1,43

La séquence de GOLDICH S.S., 1938, relative à l'altération différentielle des feldspaths est une nouvelle fois vérifiée : les plagioclases basiques sont plus altérables que les plagioclases acides, qui eux-mêmes le sont plus que les feldspaths potassiques :

$$I_{CaM-k} > I_{NaM-k} > I_{KM-k}$$

La phase stable est la kaolinite pour les cinq premiers indices. Les deux derniers, comparant les montmorillonites et la kaolinite sont voisins de 0, et en tout cas, compris entre - 0,5 et 0,5. Ces faits indiquent que les montmorillonites peuvent coexister avec la kaolinite (figure 40). Il est admis que la première période d'altération des granites sous nos climats produit la kaolinite. L'évolution se fait ensuite vers les montmorillonites. Cela se marque très bien avec les montmorillonites sodiques et calciques. En effet, il existe deux bonnes corrélations entre les indices I_{NaM-k} et I_{CaM-k} avec les températures moyennes des venues d'eau :

$$I_{NaM-k} = 0,25 t - 2,69 \quad (r = 0,62 ; 10 \text{ couples ; sécurité : } 94 \%)$$

$$I_{CaM-k} = 0,045 t - 0,721 \quad (r = 0,83 ; 11 \text{ couples ; sécurité : } 99 \%).$$

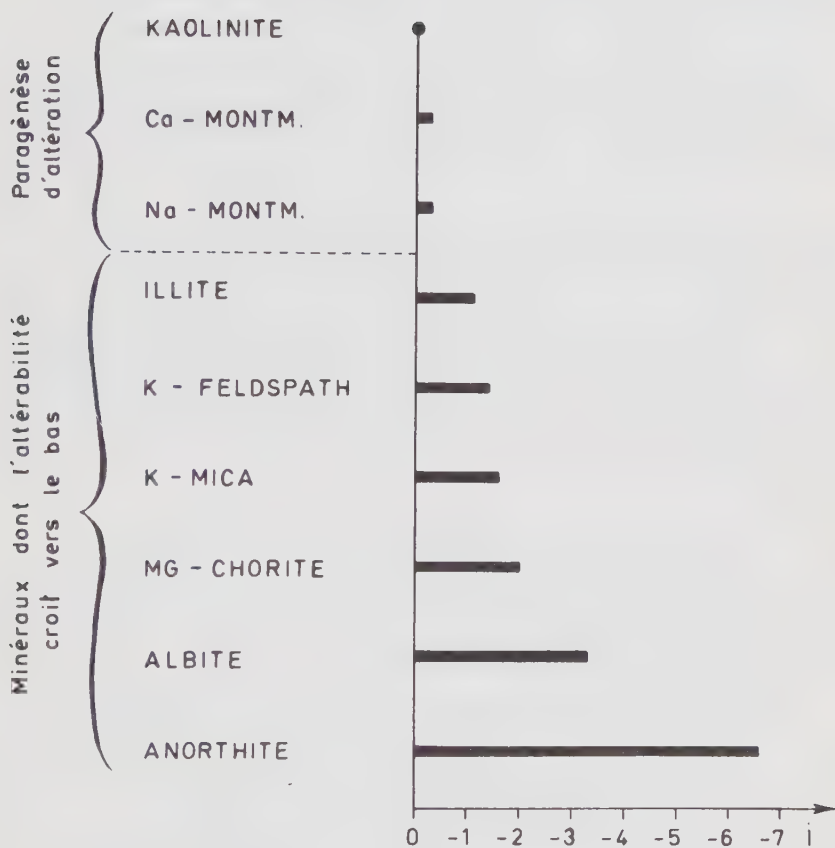


FIG.40 : INDICES DE DESEQUILIBRE DES MINERAUX
PAR RAPPORT A LA KAOLINITE

On observe le même phénomène avec les montmorillonites magnésiennes : en effet l'ensemble des venues d'eau froide 3506, 3365, 3820 est plus éloigné de la droite d'équilibre entre la kaolinite et la Mg-montmorillonite que l'ensemble des venues chaudes 2575, 2906, 4840 et 5040.

Par contre, il n'existe pas de corrélation entre l'indice de déséquilibre montmorillonite potassique - kaolinite avec les températures :

$$I_{KM-K} = f(t) \quad (r = 0,1)$$

Les eaux circulant dans les milieux moins perméables ou plus confinés, caractérisés par des températures plus élevées, évoluent de la phase kaolinite vers la phase montmorillonite.

Les venues d'eau situées à une profondeur moyenne de 1000 m sont encore en déséquilibre chimique avec les minéraux de la roche encaissante ce qui exclue la présence d'eaux fossiles. Les écoulements régionaux à grande profondeur vers un exutoire, conformément aux idées de TOTH J., 1962 s'accordent mieux avec ces résultats.

C) Validité des diagrammes d'équilibre.

Sur les diagrammes sont portées les concentrations moyennes des eaux de Ravoire (massif de l'Arpille), provenant d'une faille située à 1000 m de la fenêtre de Ravoire (débit moyen annuel : 50 l/s).

Tableau 31 : Qualité chimique des eaux de Ravoire (S 1000)

Paramètres moyens des eaux de Ravoire (source 1000)									
t	pH	SiO ₂	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	HCO ₃
6°1	7,45	9,3	18	2	2,4	0,67	0,4	6,9	58,1

Ces eaux sont en équilibre avec les montmorillonites (Ca et Na), avec les feldspaths potassiques et avec les Mg-Chlorites et légèrement instables vis à vis de l'Illite ($I_{ILL-K} = -1,94$). Les analyses des minéraux des fissures des roches dans la galerie de Ravoire, effectuées par le laboratoire de géochimie de Neuchâtel, donnent la paragenèse suivante :

Illite, chlorite, Montmorillonite, quartz, feldspath K, plagioclase.

La seule différence consiste en la présence d'Illite.

D) Evolution de la minéralisation avant transit dans le massif.

Le tableau 26 montre que le sodium présente des concentrations équivalentes dans les précipitations et le torrent de Trient (voisin de 0,5 mg/l). Mais les teneurs en calcium et potassium sont supérieures dans le torrent. La comparaison avec le tableau 20 montre que Na et Ca augmentent notablement au cours du transit dans le massif alors que le potassium évolue peu.

Les diagrammes d'équilibre indiquent que les eaux du torrent sont en équilibre avec la kaolinite, cela étant dû à la forte augmentation de la concentration en silice. Le pH est devenu plus basique. A la suite du ruissellement les eaux ont évolué du domaine de la gibbsite vers celui de la kaolinite. Au cours de l'infiltration et du transit souterrain elles se rapprochent du domaine des montmorillonites.

V.2.3. - Bilans chimiques.

A) Venue 2575.

Elle est caractérisée par un faible débit moyen et une température moyenne élevée :

$$q_m = 0,3 \text{ l/s} \quad ; \quad t_m = 13^{\circ}\text{C}$$

La conductivité moyenne (115 $\mu\text{S/cm}$) correspond à un résidu sec moyen de 111 mg/l.

Tableau 32 : Bilan chimique de la venue 2575

élément	Concentration moyenne mg/l	Tonnage annuel T/an
SiO ₂	12,36	0,12
Ca	19,4	0,18
Mg	0,77	0,007
Na	14,97	0,14
K	0,37	0,0035
SO ₄	19,8	0,19
HCO ₃	63,5	0,6
Résidu sec	III	1

B) Venue 3506.

De faible débit ($Q_m = 3,5$ l/s), cette venue se classe parmi les plus froides ($t_m = 6^{\circ}75$). La conductivité moyenne $45 \mu\text{S/cm}$ correspond à un résidu sec moyen de 62 mg/l .

Tableau 33 : Bilan chimique de la venue 3506

Elément	Concentration moyenne mg/l	Tonnage annuel T/an
SiO_2	5,72	0,63
Ca	8,8	1,03
Mg	0,23	0,002
Na	3,08	0,34
K	0,83	0,091
SO_4	5,85	0,64
HCO_3	27,58	3,04
résidu sec	62	6,8

C) Venue 3365.

Cette venue assez froide ($t_m = 7^{\circ}2$), présente un fort débit moyen : $Q_m = 25$ l/s. La conductivité moyenne $47 \mu\text{S/cm}$ correspond à un résidu sec de 64 mg/l .

Tableau 34 : Bilan chimique de la venue 3365

Elément	Concentration moyenne mg/L	Tonnage annuel T/an
SiO ₂	6,9	4,9
Ca	9,2	7,25
Mg	0,3	0,24
Na	3,5	2,75
K	0,75	0,6
SO ₄	5,79	4,6
HCO ₃	29,2	21
Résidu sec	64	50,46

D) Venue 5040.

Cette venue présente un débit moyen important ($Q_m = 20$ l/s), ainsi qu'une température moyenne élevée ? ($t_m = 13^\circ$). Le résidu sec est de 84 mg/L.

Tableau 35 : Bilan chimique de la venue 5040

Elément	Concentration moyenne mg/L	Tonnage annuel T/an
SiO ₂	9,06	5,7
Ca	13,74	7,1
Mg	0,31	0,2
Na	5,27	3,3
K	1,52	0,95
SO ₄	16,2	10,2
HCO ₃	34,18	21,6
Résidu sec	84	52

E) Bilan global de la galerie.

La moyenne arithmétique des conductivités est $63 \mu\text{S/cm}$, ce qui correspond à un résidu sec de 75 mg/l . Le débit moyen étant compris entre 400 et 500 l/s, la masse totale évacuée par la galerie est de l'ordre de 950 à 1200 t/an. La densité moyenne du granite étant 2,7 on peut estimer le volume annuel érodé chimiquement entre 350 et $440 \text{ m}^3/\text{an}$.

F) Influence de la dissolution chimique sur le coefficient d'emmagasinement.

Il faut en premier lieu établir le bilan du bassin versant de Trient dont l'altitude moyenne 2370 m est proche de celle des eaux d'infiltration qui aboutissent dans la galerie : environ 2500 m d'après les résultats du chapitre VI.

La corrélation entre les précipitations moyennes (1961 à 1970) dans le massif du Mont-Blanc avec l'altitude est (figure 41) :

$$p = 0,984 h + 118 \quad (r = 0,97 ; 8 \text{ couples})$$

p : précipitations en mm h : altitude en m

Le gradient est donc proche de 10 cm/hm , valeur comparable aux résultats de BEZINGE A., et BONVIN G., 1973 :

- gradient Vernayaz-Chatelard : 7 cm/km
- gradient Chatelard-Barberine : 9 cm/hm
- gradient Chatelard-Orny : $12,5 \text{ cm/hm}$

Nous prendrons ici en considération le gradient local Chatelard-Orny qui est représentatif de notre bassin versant. La moyenne pondérée est calculée en tenant compte de la courbe hypsométrique, le gradient pluviométrique étant linéaire.

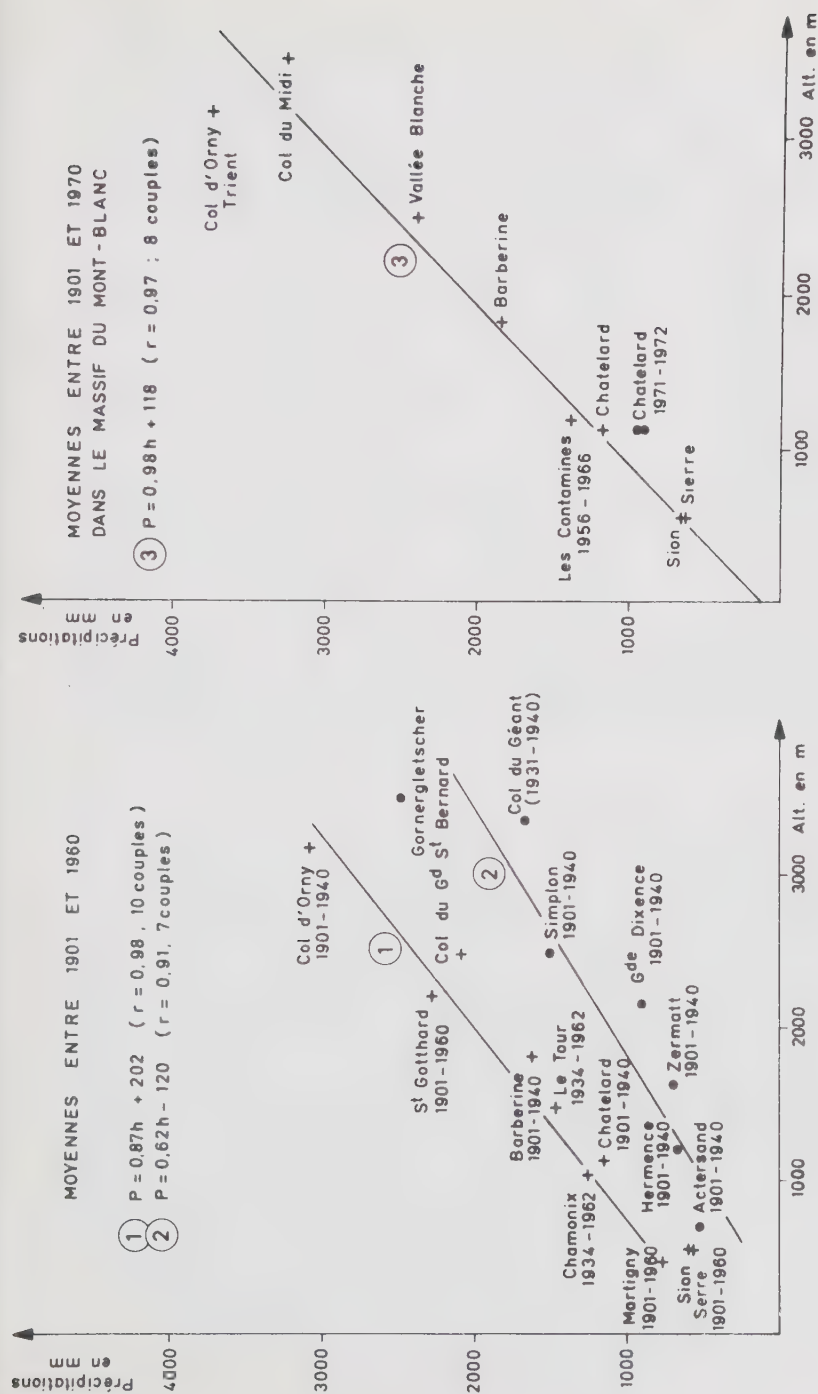


fig.41: VARIATIONS DES PRECIPITATIONS AVEC L' ALTITUDE DANS LE VALAIS ET ALENTOURS
 (LES PERIODES D'ETABLISSEMENT DES MOYENNE SONT INDIQUEES)

Tableau 36 : Hauteur moyenne théorique des précipitations

altitude m	B.V. partiel % de la surface totale	Hauteur des précipitations annuelles mm
1280 - 1400	0,039	1465
1400 - 1600	0,068	1665
1600 - 1800	0,082	1915
1800 - 2000	0,115	2165
2000 - 2200	0,105	2415
2200 - 2400	0,126	2665
2400 - 2600	0,115	2915
2600 - 2800	0,076	3165
2800 - 3000	0,055	3415
3000 - 3200	0,129	3665
3200 - 3400	0,085	3915
hauteur moyenne : 2735 mm		
stations de référence : Chatelard (1961-1970) : 1190 mm		
Orny (1961-1970) : 3750 mm		

L'écoulement superficiel à l'exutoire entre 1961 et 1970 vaut 1710 mm (données des Annuaire Hydrographiques de la Suisse, 1972). Le débit de la galerie ne perturbe pas le régime du torrent durant cette période, ce qui n'est plus le cas en 71-72.

Le déficit d'écoulement supposé égal à l'évaporation réelle ETR est calculé à l'aide de plusieurs formules :

- LUTSCHG 0.1926 donne une formule valable pour les B.V. en Suisse :

$$d = 415 - (h/14) = 425 \text{ mm/an}$$

- Formule de COUTAGNE (in REMENIERAS G., 1965, p. 255) :

$$d = p - \lambda p^2$$

$$\lambda = 1/(0,8 + 0,14 \, t) \quad t : \text{température moyenne annuelle } (-0,7^\circ, \text{ chapitre VI})$$

si $p > 1/2 \, \lambda$ alors $d = 0,2 + 0,035 \, t$ tel est notre cas

$$d = 175 \, \text{mm}$$

- Formule de TURC (in REMENIERAS G., 1965, p. 256) :

$$e = p/(0,9 + (p^2/l^2))^{1/2}$$

$$l = 300 + 25 \, t + 0,05 \, t^3$$

$$e = 315 \, \text{mm}$$

- LUTSCHG (in LUGEON J., 1928, et in REMENIERAS O., 1965), signale que l'évaporation des lacs en Suisse situés entre 2000 m et 2500 m d'altitude vaut 200 mm à 250 mm par an.

- Méthode de TROEHLER (communication personnelle, 1970) : cette méthode s'est montrée valable pour la Suisse avec une précision de $\pm 10 \, \%$. Elle tient compte de la surface des forêts, de celle des glaciers, de la densité du réseau hydrographique et de l'altitude moyenne du bassin versant.

$$e = 295 \, \text{mm}$$

Nous retiendrons la valeur sensiblement centrale : $e = 250 \, \text{mm/an}$.

Il reste le problème de la variation du stock de glace. Depuis 70 ans les glaciers généralement reculent (VIVIAN R., 1971) sauf après 1967 où les observations montrent que les glaciers des Alpes françaises sont engraisés lorsque les zones d'accumulation sont à plus de 2000 m sans répercussions actuellement sur la position des fronts. Il existe une exception, le glacier de Trient qui avance de 50 m/an depuis 1964 (VEYRET P., 1974). Pour KASSER P. et al., 1972, il est en crue depuis 1958, exception faite des années 60/61 où il a régressé. Cette crue s'est poursuivie jusqu'en 1972 avec un avancement moyen du front voisin de 19 m/an entre 1968 et 1972 (KASSER P., 1971 ; KASSER P. et al., 1972-1973). Le glacier de Saleina non exposé vers le NW comme Trient mais vers le NE est également en crue pour ces mêmes années.

L'engraissement semble être en général de 1 m/an (VIVIAN R., 1971), ce qui représente 150 mm^(*) répartis sur tout le bassin versant (surface du B.V. = 29,1 km² - glaciation : 34,2 %). Nous accepterons cette valeur comme stockage annuel s par les glaciers durant cette période.

La différence $p - (q + e + s)$ avec :

$$p = 2735 \text{ mm}$$

$$q = 1710 \text{ mm}$$

$$e = 250 \text{ mm}$$

$$s = 150 \text{ mm}$$

reste disponible pour l'infiltration, soit $i = 625 \text{ mm}$, ce qui correspond à environ 22 % des précipitations. Cette quantité d'eau est perdue par le bassin et s'en va alimenter les écoulements profonds. Les eaux de la galerie s'infiltrant en moyenne à 2500 m d'altitude (chapitre VI), ce qui correspond à 2570 mm de hauteur de pluie avec l'équation : $p = 0,98 h + 118$ qui intègre tout le massif. Les entrées étant diminuées de 6 % i vaut alors 587 mm.

1972 étant une année sèche, la diminution des précipitations par rapport à la moyenne décennale est :

- à Orny : p entre le 1/10/71 et le 30/9/72 vaut 259 cm donc 31 % de baisse,
- à Chatelard : p (en 1972) 902 mm donc 23 % de baisse,
- à Barberine : p (en 1972) 1307 mm donc 29 % de baisse,
- à Sierre : p (en 1972) 532 mm donc baisse de 14 %,
- à Sion : p (en 1972) 461 mm donc 29 % de baisse.

Le taux de décroissance est donc de l'ordre de 25 % pour l'ensemble ce qui ramène i à environ 430 mm. Nous conserverons la valeur approchée 450 mm.

La surface nécessaire pour que les infiltrations équilibrent les sorties d'eau par la galerie (débit moyen $q_m = 0,45 \text{ m}^3/\text{s}$) est :

$$S = q_m t / i \quad t = \text{nombre de secondes dans un an}$$

$$S = 31,5 \text{ km}^2$$

(*) La densité des névés dans le glacier de la Jungfrau à 3600 m d'après SELIGMAN G., 1936, vaut 0,4 à 1 m de profondeur et 0,6 à 8 m environ. Nous avons retenu une valeur moyenne de 0,4. Venant le corroborer CORBEL J., 1962 donne en exemple l'évolution de la densité du tapis neigeux au cours de l'hiver à Davos (Suisse, 2500 m d'altitude), qui passe de 0,1 à 0,2 en Novembre à 0,47 en Mai.

La profondeur moyenne de la galerie étant 1,1 km, le volume rocheux influencé est : $31,5 \text{ km}^3$. Le rapport du volume dissout exporté annuellement sur ce volume rocheux est :

$$V_{\text{dissout}}/V_{\text{rocheux}} = 400 \text{ m}^3 / 31,5 \times 10^9 \text{ m}^3 = 1,15 \times 10^{-8} \text{ (an}^{-1}\text{)}$$

Cette valeur est très inférieure à celle du coefficient d'emmagasinement compris entre 10^{-4} et 10^{-5} . Remarquons que l'on ne tient pas compte ici des transports solides en suspension, et qu'il suffit d'une période de 10 000 ans pour exporter un volume correspondant à celui de la porosité efficace. Mais la galerie constitue un drain artificiel modifiant certainement les équilibres chimiques, dynamiques, ce qui nous conduit à admettre que dix mille ans représente une valeur approchée par défaut.

C H A P I T R E VI

ETUDE ISOTOPIQUE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT
PAR LES METHODES DU TRITIUM ET DE L'OXYGENE-18

Aux deux constituants de base de la molécule d'eau, hydrogène et oxygène, correspondent des isotopes dont les plus fréquemment utilisés en hydrologie sont le tritium ^3H et l'oxygène-18 ^{18}O .

La période du tritium, qui est radioactif, vaut 12,26 ans. Il a été injecté massivement dans l'atmosphère lors des explosions thermonucléaires qui ont débuté en 1952. Avant cette date, les concentrations étaient très faibles (5-15 UT) et non utilisables pour les études hydrologiques. Les mesures faites à Thonon sont effectuées par comptage en scintillation liquide et les résultats sont donnés en *Unité Tritium* ou UT (un UT équivaut à un atome ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène).

Par contre, l'oxygène-18 est un isotope stable de l'oxygène. Les résultats des mesures, faites par spectrométrie de masse à Orléans (MARCE A.) sont exprimés par rapport à un standard de référence, le SMOW (Standard Mean Ocean Water) en $\delta \text{ ‰}$, comme pour le soufre-34.

$$\delta \text{ ‰} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ échantillon}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ SMOW}} - 1 \right) \times 1\,000 \text{ (CRAIG H., 1961)}$$

A un δ correspond environ 2 ppm d'oxygène-18.

VI.1. - CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES ET HYDROLOGIQUES DU BASSIN VERSANT
DU TRIENT.

Ces données sont essentiellement nécessaires pour l'exploitation des résultats fournis pour l'Oxygène-18. Le bassin versant du Trient considéré dans les Annuaires Hydrologiques de la Suisse est fermé au village même de Trient :

- Surface du bassin limité au village même de Trient :	29,1 km ²
- Altitude moyenne du Bassin Versant :	2 370 m
- Pourcentage de glacier :	34,2 %
- Surface du glacier de Trient :	6 km ²

Il est également possible de fermer le bassin versant à l'entrée de la galerie de Trient (altitude 1 575 m), la vallée étant très resserrée à caniveau :

- Surface du bassin limité à l'entrée de la galerie :	18,3 km ²
- Altitude moyenne du Bassin Versant :	2 670 m
- Pourcentage de glacier (Trient et Les Grands) :	54,4 %

Le débit moyen annuel du torrent mesuré au pont du village de Trient pour 1972 vaut 1,24 m³/s, soit 42,6 l/s/km², alors que la moyenne inter-annuelle entre 1956 et 1972 est supérieure : 1,56 m³/s, soit 52,2 l/s/km² (données de l'Annuaire Hydrologique de la Suisse).

Précisons certains paramètres du principal glacier : celui de Trient. Le rapport entre la surface de la langue glaciaire et sa surface totale, voisin de 17 % constitue un facteur géométrique important : l'aire d'accumulation de forme presque cuculaire va donc jouer un rôle essentiel dans les processus hydrologiques.

La langue glaciaire longue de 2 km mais assez étroite est comprise entre les altitudes 1 800 m et 2 800 m, alors que la zone d'accumulation ou Plateau de Trient se situe entre 2 800 et 3 500 m.

VI.2. - ETUDE PAR L'OXYGENE-18.

Les études antérieures, et plus particulièrement celles de SIWERTZ E., 1973, dans la région de Thonon-Les-Bains, ont montré qu'il existe un fractionnement isotopique de l'oxygène avec la température, entraînant un appauvrissement en ¹⁸O (donc un δ plus négatif), lorsque baisse la température.

$$\delta^{18}\text{O} = 0,7 \text{ ‰} - 13,9 \text{ (DANSGAARD W., 1964)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = 0,55 \text{ ‰} - 13,8 \text{ (SIWERTZ E., 1973)}$$

La concentration moyenne des eaux de précipitation prélevées à la station de Châtelard-Village (altitude : 1 120 m) entre novembre 1971 et octobre 1972 est : $- 11,1 \delta$ (calculé d'après les moyennes mensuelles pondérées). La température moyenne annuelle en 1972 à Châtelard (station C.F.F.) est $4,02^{\circ}\text{C}$; les températures journalières ont été calculées avec les minima et les maxima :

$$t_{\text{jour.}} = \frac{t_{\text{max.}} + t_{\text{min.}}}{2} \quad (\text{REMENIERAS G., 1965})$$

Appliquons les deux relations précédentes :

$$\text{- Relation de Dansgaard : } \delta^{18}\text{O} = 0,7 \times 4,02 - 13,9 = - 11,09$$

$$\text{- Relation de Siwertz : } \delta^{18}\text{O} = 0,55 \times 4,02 - 13,8 = - 11,59$$

Les deux sont bonnes, celle de Dansgaard se rapprochant le plus de la valeur mesurée : $- 11,1 \delta$.

Or, la température diminuant avec l'altitude, il est possible de connaître l'altitude de la zone d'alimentation d'une source en se référant aux teneurs annuelles en ^{18}O des eaux de précipitations prélevées à une station météorologique. Actuellement, la relation généralement admise équivaut à une diminution de 1δ pour une augmentation d'altitude de 350 m (SIWERTZ E., 1973).

Entre Chamonix et la haute vallée du Rhône, des moyennes établies surtout entre 1931 et 1960 donnent la relation suivante (figure 42) :

$$t = - 0,006 h + 13,48 \quad (r = 0,99 : 7 \text{ couples})$$

t étant la température moyenne et h l'altitude en mètres. Ce gradient valant $0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ m}$ est généralement admis dans les Alpes françaises du nord et les Alpes Suisses (BEZINGE et BONVIN, 1973). Remarquons que le point Châtelard 1972 s'écarte légèrement de cette droite moyenne (écart de l'ordre de $2,5^{\circ}\text{C}$). Ce fait peut être attribué à un microclimat relativement plus froid affectant la vallée de Châtelard ; qui est profondément encaissée, d'où un ensoleillement assez réduit. D'ailleurs, des analyses d'oxygène-18 effectuées à Châtelard et

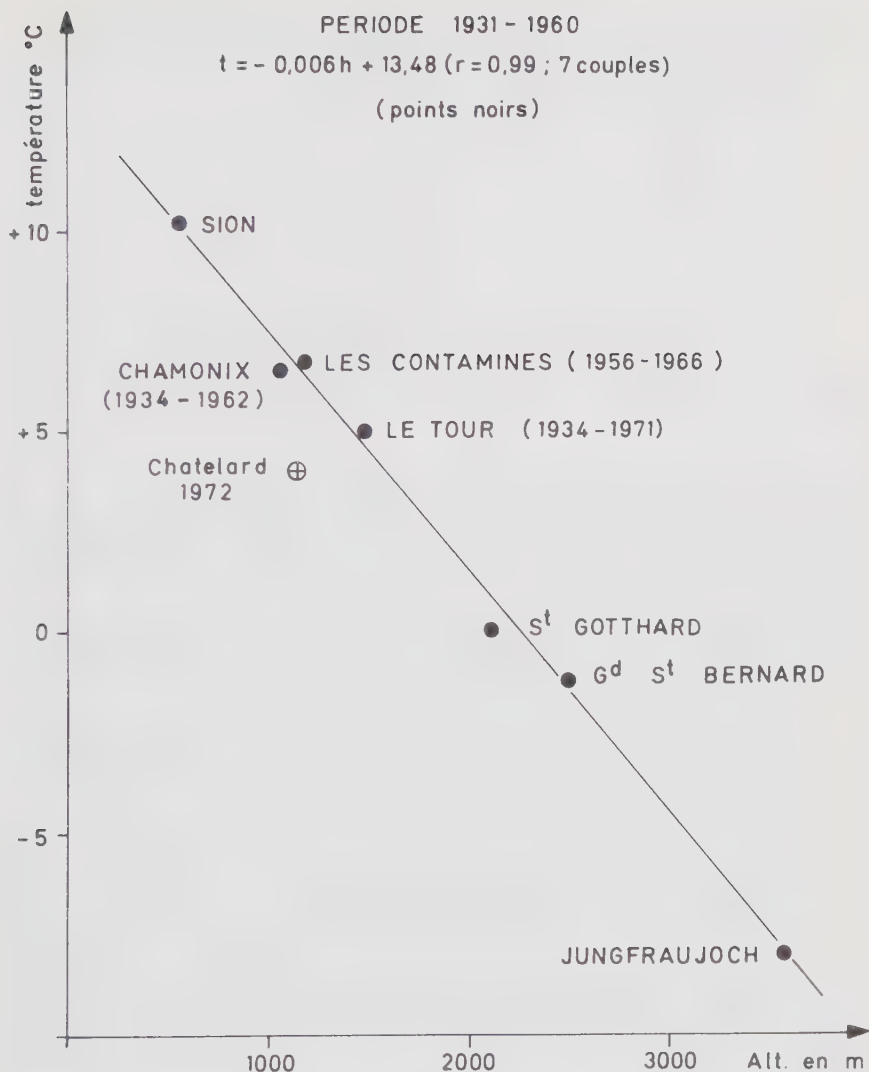


fig.42: VARIATIONS DES TEMPERATURES AVEC L'ALTITUDE EN VALAIS ET ALENTOURS

au barrage d'Emosson indiquèrent un gradient inverse. Il nous a donc paru plus judicieux de combiner l'équation précédente à celle de Dansgaard, afin d'obtenir des données plus réalistes pour le massif :

$$a) h = - 238 \delta - 1\,062 \quad (1 \delta \text{ pour environ } 240 \text{ m})$$

et avec celle de SIWERTZ :

$$b) h = - 303 \delta - 1\,933 \quad (1 \delta \text{ pour environ } 300 \text{ m})$$

La concentration du torrent de Trient, pour la même période vaut : $- 13,85 \delta$. L'aire d'alimentation serait donc située à environ 2 230 m d'après a) et 2 260 m d'après b).

Si l'on admet que les eaux du torrent de Trient proviennent pour l'essentiel des eaux de fonte des glaces et névés du glacier de Trient, $- 13,85 \delta$ représente une valeur trop positive. En effet, l'altitude moyenne du glacier est 3 020 m et celle du bassin versant limité à l'entrée de la galerie (prélèvements effectués à son exutoire) vaut approximativement 2 650 m. A ces deux valeurs correspondent respectivement un enrichissement isotopique en O-18 valant $3,3 \delta$ et $1,6 \delta$.

Les prélèvements à la sortie de la galerie de Trient, effectués une fois par mois, donnent une teneur moyenne égale à $- 14,9 \delta (\pm 0,28)$ ce qui porterait la zone d'alimentation à 2 480 m d'après a) et 2 580 m d'après b).

Plusieurs causes peuvent être envisagées pour expliquer l'origine de cet enrichissement qui apparaît supérieur à $1,5 \delta$:

a) Seule la langue glaciaire comprise entre 1 800 m et 2 800 m alimente le torrent glaciaire, fait apparaissant en contradiction avec les concentrations en tritium (en CI.3.).

b) Enrichissement par évaporation :

Les phénomènes d'évaporation ou de sublimation qui ne doivent pas être négligeables sur les glaciers, conduisent à l'enrichissement de la phase liquide ou solide au détriment de la phase gazeuse.

c) Enrichissement lors de l'infiltration :

SIWERTZ E., 1973, a démontré l'existence d'un enrichissement de l'ordre de 0,8 ‰ lors des processus d'infiltration dans les sols : cela ne peut expliquer qu'en partie l'enrichissement que nous observons.

L'enrichissement par évaporation ou sublimation semble être le processus à retenir.

La galerie passe sous divers glaciers dont les altitudes à l'aplomb de la galerie sont :

- glacier de la Petite Pointe d'Orny : 2 740 m
- glacier d'Arpette : 2 760 m
- glacier d'Orny : 2 820 m

Mais les aires d'accumulation des deux glaciers principaux, Trient et Orny, sont légèrement plus élevées. Nous retrouvons donc le même phénomène, peut-être un peu moins accentué pour les eaux de la galerie, dont l'écart absolu, très faible est 0,35 ‰.

Les teneurs des venues d'eau sont assez homogènes : les moyennes sont comprises entre - 13,2 ‰ et - 16 ‰ avec une tendance à l'augmentation en s'enfonçant vers le coeur du massif. 15 sur 17 venues présentent des teneurs moyennes entre - 13,5 ‰ et - 15,5 ‰ (tableaux 38 et 39). Les altitudes correspondantes seraient 2 150 m et 2 630 m (d'après a et b).

Les variations saisonnières des concentrations des arrivées d'eau dans la galerie et à la sortie de la galerie sont faibles. Alors que l'écart entre les concentrations maximum en été et minimum en hiver des eaux de précipitation vaut 14,3 ‰ en valeur absolue (figure 43), celui observé pour le torrent de Trient est voisin de 1 ‰, indiquant un amortissement important probablement dû au mélange des apports saisonniers au sein du glacier ou des névés. Les teneurs en oxygène-18 à l'infiltration sont donc fortement tamponnées.

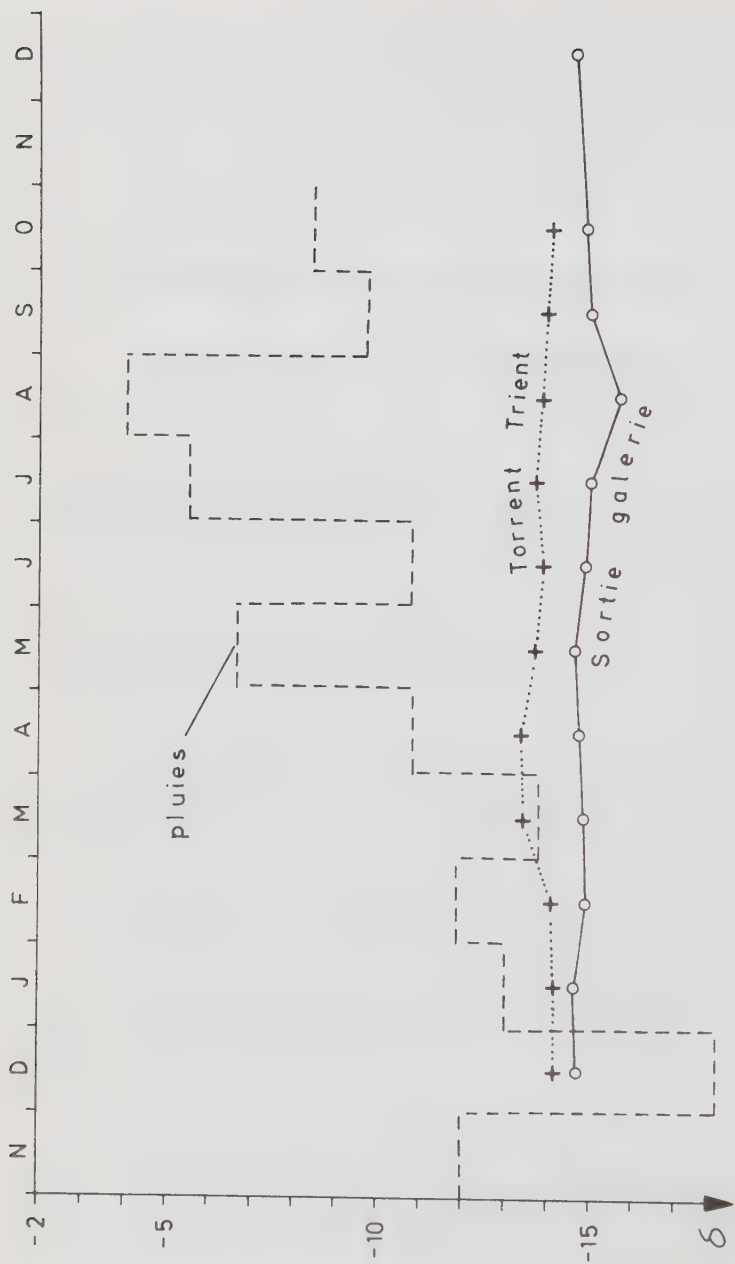


FIG. 43 : TENEURS EN $\delta^{18}O$ DES EAUX DE PLUIE A CHATELARD ,
DU TORRENT DE TRIENT ET DE LA GALERIE

CONCLUSION : Les eaux débouchant dans la galerie de Trient s'infiltrant à une altitude moyenne valant 2 500 m, valeur approchée par défaut, un enrichissement de l'ordre de 1,5 ‰ intervenant probablement au niveau des aires d'accumulation nivales par suite des phénomènes d'évaporation ou sublimation. Une altitude théorique proche de 2 800 m semble plus vraisemblable.

Les amplitudes des variations des teneurs du torrent et de la sortie de galerie sont équivalentes : 0,5 ‰, ce qui donne un taux d'amortissement des amplitudes voisin de 1, correspondant à un taux de renouvellement de l'aquifère proche de 1 mois (± 1 mois), s'il y a *mélange total* au sein de cet aquifère (TRON et al, en préparation).

D'après OLIVE P., 1970, le taux de renouvellement est déterminé aussi par :

$$\tau \text{ (an)} = \frac{V}{Q}$$

V étant le volume des réserves en m^3 et Q le volume entré ou sorti (Q entré = Q sorti) en m^3/an . Il est donc possible de calculer le volume des réserves ($1,3 \times 10^6 m^3$) et par la même le volume du réservoir rocheux influencé par la galerie, la porosité correspondant à 40 000 m^3 d'eau/ $1 km^3$; 32,5 km^3 . Ce résultat est donc en concordance avec celui mentionné sous V.2.3. F-.

Tableau 37 : Teneurs en oxygène-18 des précipitations à Châtellard.
des eaux du torrent de Trient et de la galerie (1972)

	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Décembre
pluies Châtellard	- 18,3	- 12	- 12,9	- 11,7	- 13,7	- 10,7	- 6,6	- 10,8	- 5,5	- 4	- 9,8	- 8,4	
hauteurs mensuelles des précipitations mm	133,3	4,5	36	87,3	27,9	94,2	82,6	98,8	55,1	40	31,5	25,1	
torrent Trient	- 14,2	- 14,1	- 14,1	- 14,1	- 13,5	- 13,4	- 13,7	- 13,9	- 13,8	- 13,9	- 13,9	- 14,2	- 13,22
débits moyens mensuels m ³ /s	0,54	0,46	0,44	0,43	0,46	0,64	1,22	2,54	3,8	2,98	1,03	0,52	0,29
sortie galerie		- 14,7	- 14,65	- 14,9	- 14,85	- 14,8	- 14,7	- 14,9	- 15	- 15,7	- 15	- 14,9	

Tableau 38 : Teneurs en oxygène-18 aux différentes venues (1972)

VENUES	CAMPAGNES			MOYENNES
	13/01/72	20/09/72	19/10/72	
2906	- 14,6	- 14,4	- 15	- 14,7
3070	- 13,5			- 13,5
3232	- 13,2			- 13,2
3295	- 16			- 16
3365	- 14,4	- 14,5		- 14,45
3470	- 14		- 14	- 14
3565	- 14,4			- 14,4
3580	- 14,5			- 14,5
3820	- 14,4			- 14,4
3906	- 15,2		- 14,7	- 14,5
4103	- 15,4			- 15,4
4575		- 14,7	- 15,3	- 15
5040		- 14,6	- 14,6	- 14,6
5420			- 15,4	- 15,4
5483			- 15,4	- 15,4
5598			- 15,3	- 15,3
5558			- 15,4	- 15,4

Tableau 39 : Teneurs en oxygène-18 de la venue 3906 (1972)

Dates	10-12-71	13-01-72	18-02-72	21-03-72	28-04-72	18-05-72	19-06-72	20-07-72	18-08-72	19-10-72
Teneurs	- 14,95	- 15,21	- 15,99	- 12,24	- 14,45	- 13,85	- 14,38	- 14,63	- 14,55	- 14,73

Tableau 37 : Teneurs en oxygène-18 des précipitations à Châtelard, des eaux du torrent de Trient et de la galerie (1972)

	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Décembre
δ pluies Châtelard	- 18,3	- 12	- 12,9	- 11,7	- 13,7	- 10,7	- 6,6	- 10,8	- 5,5	- 4	- 9,8	- 8,4	
hauteurs mensuelles des précipitations mm	133,3	4,5	36	87,3	27,9	94,2	82,6	98,8	55,1	40	31,5	25,1	
δ torrent Trient	- 14,2	- 14,1	- 14,1	- 14,1	- 13,5	- 13,4	- 13,7	- 13,9	- 13,8	- 13,9	- 13,9	- 14,2	- 13,22
débites moyens mensuels m ³ /s	0,54	0,46	0,44	0,43	0,46	0,64	1,22	2,54	3,8	2,98	1,03	0,52	0,29
δ sortie galerie		- 14,7	- 14,65	- 14,9	- 14,85	- 14,8	- 14,7	- 14,9	- 15	- 15,7	- 15	- 14,9	

Tableau 40 : Teneurs en tritium pour l'année 1972

VENUE	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	AOût	Septembre	Octobre	Décembre	Février	JT	S	itm	oc
2575					38 ± 7			34 ± 6							36	2,8	13,1	
2906			48 ± 9												51	4,2	12,1	
3070			88 ± 10		156 ± 26										122	48,1	10,8	
3232			141 ± 13		130 ± 22										135,5	7,8	7,8	
3295			20 ± 4												20		9,5	
3365		222 ± 6	112 ± 11	129 ± 34	83 ± 34			118 ± 24	48 ± 16	142 ± 20	65 ± 12	246 ± 36	177 ± 30	78 ± 17	126	66,7	7,2	
3470			1174 ± 13					153 ± 26			167 ± 28				170,5	4,9	6,2	
3506		195 ± 20			94 ± 21							110 ± 19			138	45,4	6,75	
3518					1171 ± 29										171	5,7		
3565			127 ± 12												127	9,2		
3580			80 ± 10												80	8,9		
3820			122 ± 12												122		8,5	
3906	75 ± 13	81 ± 14	72 ± 8	76 ± 13	56 ± 10		< 16	133 ± 22	89 ± 16	64 ± 26	53 ± 9	83 ± 23	171 ± 29		80	40,2	9,1	
4575											94 ± 16		74 ± 13		84	16,1	12,8	
4840					141 ± 24										141		13,5	
4870					61 ± 11										61		12,4	
5040					42 ± 7			64 ± 11			105 ± 19		110 ± 19		80	32,8	13	
5320									20 ± 4						20		11,2	
5350									50 ± 5						50		11,2	
5420											131 ± 23				131		10,8	
5520											80 ± 14				80		9,4	
Pluies Châtelard			41 ± 7	105 ± 19	97 ± 17	126 ± 22	141 ± 25	243 ± 40	229 ± 38	141 ± 25								
Torrent	1120 ± 31	1197 ± 15	1281 ± 65	99 ± 35	1239 ± 38	1262 ± 43	1134 ± 21	1172 ± 28	1190 ± 32	1142 ± 44	1222 ± 34	86 ± 40	1175 ± 29		178	161,3		
Sortie galerie			94 ± 11	1113 ± 28	1115 ± 30	58 ± 16	1145 ± 25	13143 ± 20	31 ± 30	109 ± 46	1139 ± 24	116 ± 36	1100 ± 17	59 ± 10	98	137		

VI.3. - ETUDE PAR LE TRITIUM.

Les eaux des venues de la galerie de Trient sont assez riches en tritium : la teneur moyenne à la sortie de la galerie vaut 98 ± 37 UT pour l'année 1972. 65 % des valeurs mesurées aux venues sont comprises entre 50 et 150 UT. La présence de cet isotope, associée aux données chimiques (soufre-34) ainsi qu'à celles sur l'oxygène-18 confirme l'origine de ces eaux, que l'on peut qualifier *météoriques*, excluant ainsi une participation notable d'eaux juvéniles ou fossiles (JAMIER D. et al., 1972).

Pour la même période les eaux du torrent de Trient contiennent $178 \pm 61,3$ UT (moyenne pondérée par les débits : 176 UT). Les fluctuations des concentrations du torrent ne sont pas liées à celles des précipitations à Châtelard, qui montrent un minimum hivernal et un maximum estival, alors que l'on observe plutôt le contraire pour le torrent de Trient :

- Novembre 1971 à Mai 1972 : moyenne 190 UT
- Mai 1972 à Décembre 1972 : moyenne 150 UT

Ces données impliquent que ce sont les couches supérieures des névés et glaces qui fondent : avant 1952, les concentrations en UT étaient de l'ordre de 5 UT, impliquant l'absence de tritium à une profondeur faible de l'ordre de quelques mètres dans les glaciers. Avec les résultats sur l'oxygène-18, on peut imaginer une couche superficielle dans laquelle il y a mélange par fusion et recristallisation successives. Notons que les torrents sous-glaciaires ne présentent pas tous les mêmes teneurs : deux mesures sur celui d'Argentière ont donné des valeurs inférieures à 38 UT. Ces différentes valeurs sont certainement liées à la géométrie du glacier : la langue du glacier d'Argentière représente une partie importante du glacier, ce qui implique une participation importante de la glace dans les eaux de fonte (faible teneur en tritium). Comme nous l'avons vu précédemment, la géométrie du glacier de Trient est très différente : les névés et la neige sont à l'origine des eaux du torrent sous-glaciaire, ce qui explique ses fortes concentrations en UT.

Les eaux les plus froides de la galerie présentent des teneurs proches de celle du torrent, qui constitue donc une image assez fidèle des concentrations à l'infiltration. On observe une tendance à la diminution des UT quand les températures augmentent (tableau 40 et figure 44) :

$$UT = - 11,2 t + 208 \quad (r = 0,58 ; 21 \text{ couples})$$

La corrélation a été établie avec les valeurs moyennes des venues, afin d'éviter que certaines sources, plus étudiées, n'influencent trop la

régression. Pour 21 couples la probabilité pour que $r = 0,55$ soit dépassé en module est 0,01 : la tendance est donc acceptable avec une sécurité supérieure à 99 %.

Or nous avons constaté que les températures des différentes venues sont dépendantes des perméabilités ; il est donc possible de réeffectuer le même type d'analyse, toujours sur les valeurs moyennes des venues.

Tableau 41 : Analyse de variance des concentrations des venues d'eau, classées d'après les perméabilités

Echantillon	Moyenne	DF = N-1	SC somme des carrés	Variance Q
3000-4000	117,5	10	18 937	1894
2500-3000 et 4500-5500	72,5	8	13 706	1713
ensemble		19	42 672	$Q_t = 2245$
entre échantillon				$Q_e = 10028$
résiduel				$Q_r = 1813,5$
$F = Q_e / Q_r = 5,53$				
F ($DF_1 = 1$; $DF_2 = 18$) vaut pour $p = 0,01$: 8,3				
$p = 0,05$: 4,4				

La distinction entre secteur peu perméable et secteur plus perméable entraîne des différences significatives dans les caractères physico-isotopiques des eaux.

La variance des températures est plus élevée dans les secteurs perméables. Par contre les variances des teneurs en tritium sont équivalentes entre les deux zones. L'hétérogénéité est semblable, la différence

provenant de l'écart entre les moyennes, mis en évidence par le test de Student :

$$t = 2,35$$

$$t (DF_1 = 18 ; p = 0,05) \approx 2,1$$

Les concentrations en tritium sont donc fonction de la perméabilité, représentée par les températures, mais la distance de parcours des eaux dans le massif depuis la région d'infiltration jusqu'à la galerie joue un rôle qu'il est possible d'approcher avec les mesures d'oxygène-18. La corrélation $\overline{UT} = f(\overline{t})$ est donc améliorée en introduisant la troisième variable $\overline{\delta}$:

$$\overline{UT} = 28,06 \overline{\delta} - 6,88 \overline{t} + 576,02$$

$$(r = 0,712 ; 13 \text{ couples})$$

Ne connaissant pas les valeurs des recharges des années antérieures, il n'est pas possible de calculer les âges moyens de ces eaux. Mais on peut affirmer que ces eaux sont postérieures à 1952.

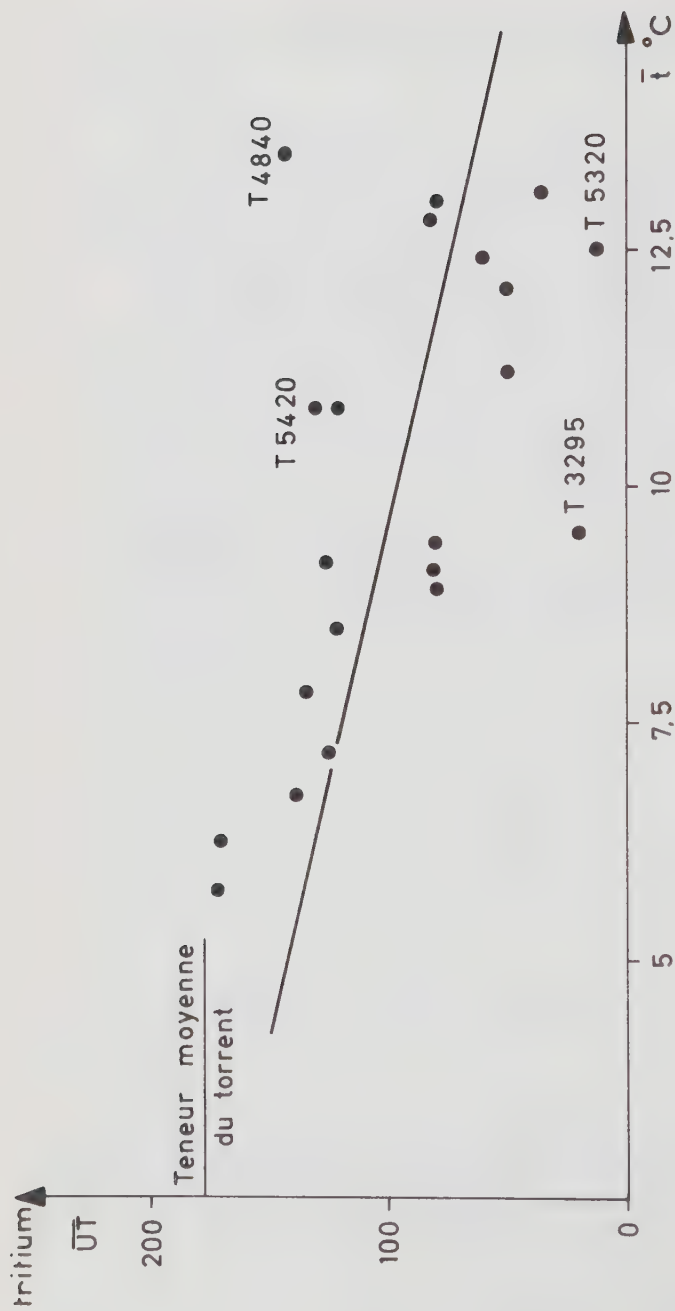


FIG. 44 : CORRELATION ENTRE LES TENEURS MOYENNES EN TRITIUM ET LES TEMPERATURES MOYENNES DES VENUES DANS LA GALERIE DE TRIENT

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Cette étude statistique de la fissuration effectuée à l'aide de techniques et formules mises au point par KIRALY L., 1969, combinée aux données physico-chimiques et isotopiques ont permis d'améliorer nos connaissances sur les écoulements dans les milieux fracturés. Les principaux résultats avec leurs implications hydrogéologiques sont résumés ici.

1) Données statistiques sur la fissuration.

Les travaux effectués dans l'Arpille montrent que la variance des fréquences des systèmes de fissures est élevée : le rapport écart-type sur moyenne ou coefficient de variation est voisin de l'unité (distribution exponentielle des fréquences en profondeur). Dans le massif du Trient, ce même rapport oscille entre 0,5 et 1.

L'hétérogénéité est importante à toutes les échelles, même sur les courtes distances (effet de pépite mis en évidence par les variogrammes). L'analyse statistique a permis de dégager les conclusions suivantes :

A - Les systèmes de fissures présentent des directions analogues à 10° près en surface et en profondeur. La lithologie ne semble pas constituer un autre facteur de variation. Il est donc possible d'après les mesures effectuées en surface de prévoir les orientations probables des diaclases en profondeur.

B - Les fréquences des systèmes de tension diminuent en profondeur. Ce type de diaclase étant initialement ouvert, il en résulte une décroissance de la perméabilité, ce dernier point étant confirmé par les travaux de MATHEY B., SIMEONI G.P., 1971. Les débits spécifiques comparés entre le tunnel du Mont-Blanc (d'après les données de GUDEFIN H., 1967 : à 2000 m de profondeur : 0,07 l/s/m) et la galerie de Trient (à 1100 m de profondeur : 0,12 à 0,15 l/s/m) le confirment. La zone de forte densité de ces fissures correspond à une croûte de décompression, dont l'épaisseur probable est de 100 mètres, de forte perméabilité, et induisant à l'échelle du massif des

écoulements de type hypodermique : pour l'exemple, nous mentionnerons la galerie de Ravoire, où l'on pouvait observer 100 m avant la sortie une recrudescence des suintements.

Remarquons qu'en surface ou en profondeur les fréquences du système parallèle aux structures sont supérieures à celles du système perpendiculaire aux structures.

C - La lithologie exerce une influence sur les fréquences des groupes de tension (essentiellement sur les diaclases perpendiculaires aux structures). Elle joue également un rôle sur l'ouverture des fractures en général. BORDET C., 1959, à la suite d'observations en galeries traversant des roches cristallines, écrit : "La nature pétrographique d'un terrain influe sur sa perméabilité : plus il est "dur", plus il est habituellement perméable, plus il est "mou", moins les circulations sont faciles". La lithologie peut être un élément plus important que la fréquence du système aquifère : tel est le cas dans la galerie de Trient, où le tronçon le moins perméable (4000 m à 4500 m) présente une fréquence du système III égale à 75 (zone altérée, donc plastique), alors que celle de l'un des tronçons les plus perméables (3000 m à 3500 m) vaut seulement 55.

D - Les fréquences des systèmes de cisaillement ne sont pas, ou peu, statistiquement influencées par les facteurs tels que profondeur et lithologie.

E - L'amplitude des variations des fréquences augmente dans les régions tectonisées, qui sont caractérisées par des fréquences moyennes élevées. La distribution des perméabilités locales dans un secteur très fracturé montrera une plus grande hétérogénéité que dans les secteurs peu fissurés.

2) Perméabilité et coefficient d'emménagement dans le granite du Mont-Blanc.

A - Les 3300 m de galerie étudiés nous ont permis de calculer la perméabilité régionale du massif du Trient : 10^{-4} à 10^{-5} m/s, le débit maximum global Q_0 valant $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette valeur est comparable à celle obtenue par TRIPET J.R., 1971 pour les calcaires de la vallée de la Brévine : 10^{-3} m/s. Cet ordre de grandeur peut paraître élevé, surtout à une profondeur

moyenne de 1100 m, mais même dans ce cas on atteint le degré d'échelle maximum, c'est-à-dire la perméabilité régionale.

Nous avons admis que les perméabilités locales ou perméabilités de moyennes et petites fissures oscillent autour de 10^{-7} m/s. Si le volume rocheux investigué augmente, la probabilité d'intercepter des failles N-S aquifères augmente et par là même, la perméabilité s'accroît pour tendre finalement vers une valeur régionale qui est celle du massif en grand. Cela correspond à l'effet d'échelle mentionné par KIRALY en 1973. La connaissance de la distance moyenne séparant deux failles aquifères est donc importante: dans le massif du Trient, les fissures d3 de l'ensemble aquifère sont espacées de 21 m et celles qui sont responsables des débits notables supérieurs à 10 l/mn de 66 m.

Toutes ces données impliquent que pour obtenir des débits intéressants dans les massifs cohérents, il est nécessaire de disposer d'ouvrages suffisamment longs.

B - Les problèmes soulevés pour estimer les ouvertures des fissures par mesures in situ nous ont conduit à suivre un cheminement contraire : calculer leurs valeurs d'après une estimation de la perméabilité. Le résultat est proche de 2 mm pour le système aquifère III. La porosité efficace transversale moyenne est donc 3×10^{-5} , valeur approchée par défaut du coefficient d'emmagasinement, car elle ne tient pas compte des autres systèmes de fissures. Le bilan chimique de la galerie a montré que la dissolution ne modifie que d'une manière infinitésimale cette valeur. L'évacuation annuelle en éléments dissous est de l'ordre de 1000 t.

3) Résultats chimiques et isotopiques.

L'étude chimique n'a considéré que les venues dans le granite du Mont-Blanc. Ces eaux sont faiblement minéralisées (résidus secs inférieurs à 110 mg/l) et appartiennent au type bicarbonaté-calciq. Elles sont en déséquilibre avec les minéraux constitutifs de l'encaissant, mais en équilibre avec la phase argileuse kaolinite, ce qui exclut la présence d'eaux fossiles. Ce dernier point est d'ailleurs confirmé par l'étude isotopique :

- le rapport soufre 34/soufre 32 des sulfates est généralement analogue à celui des eaux météoriques,

- L'oxygène-18 permet de démontrer que ces eaux s'infiltrent à une altitude moyenne de 2500 m. L'altitude de la galerie étant environ 1500 m la différence correspond à la profondeur moyenne de la zone granitique de la galerie : 1100 m, ce qui laisse supposer une alimentation directe. Par ailleurs, les fluctuations du débit de la galerie sont sub-synchrones à celles des débits des torrents glaciaires.

Les eaux xirculant lentement dans les blocs peu perméables évoluent vers le domaine de stabilité des montmorillonites.

Au cours du ruissellement, et avant l'infiltration, les eaux se mettent déjà en équilibre avec la kaolinite.

4) Répartition spatiale structurée des fréquences.

Les variogrammes ont mis en évidence les structures spatiales des fréquences des systèmes de fissures :

A - Les cisaillements présentent des structures ou "ondulations", dont la longueur d'onde varie entre 200 et 1100 m.

B - Les tensions parallèles aux structures tectoniques présentent des distributions spatiales analogues à celles des cisaillements.

C - Les tensions perpendiculaires aux structures se distribuent de manière aléatoire aux échelles hectométriques.

Ces résultats proviennent essentiellement du massif de l'Arpille. Les données du massif du Trient confirment que les fréquences tendent à se répartir spatialement de manière structurée. Mais alors que le système I (perpendiculaire aux structures) présentait des fréquences distribuées de manière plus uniforme (sauf pour les très grandes distances) dans le massif de l'Arpille, ce n'est plus le cas dans le massif du Mont-Blanc, où une structuration apparaît sur les courtes distances. Mais comme nous l'avons déjà mentionné ce système a joué en cisaillement dextre, et l'on peut penser que ce phénomène a été plus accentué côté Mont-Blanc.

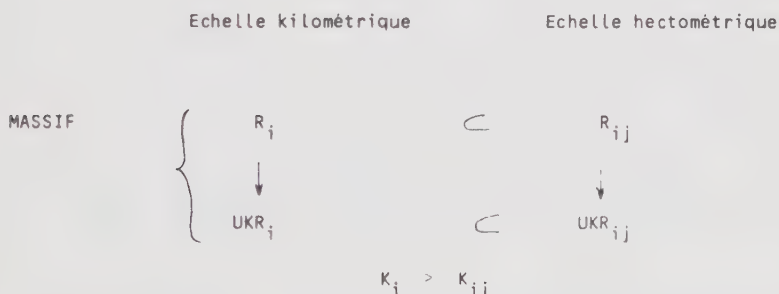
Il semble nécessaire de poursuivre ce type d'analyses dans des régions tectoniquement moins complexes. La connaissance de telles structures permettra de calculer l'étendue du champ dans lequel il est possible d'extrapoler une valeur mesurée, et pourra également faciliter la construc-

tion des cartes des perméabilités locales.

5) Les unités de perméabilités régionales.

Dans la galerie de Trient, les deux zones perméables situées à 3600 m et 5500 m, sont espacées par environ deux kilomètres. La distribution spatiale des fréquences du système aquifère III_2 , du point de vue de la microfracturation et d'après les variogrammes montre une régionalisation dont la longueur d'onde vaut 2 km (3200, 3300 - 5000, 5500).

Les régionalisations de grande longueur d'onde R_i , commandent l'emplacement des UNITES DE PERMEABILITES REGIONALES ou UKR_i . Elles correspondent à des zones assez étroites, très perméables, comme à 3500 m ou 5500 m, ou bien à des zones peu perméables, plus vastes, formant des blocs délimités par le maillage à "grande échelle" des UKR_i perméables.



Les régionalisations d'échelle hectométrique R_{ij} forment les hétérogénéités induisant les unités de perméabilités d'ordre inférieur ou UKR_{ij} . La différenciation des teneurs en UT d'après les UKR_i montre qu'entre ces derniers il n'y a pas de mélange total. Cela explique la corrélation $UT = f(t)$. La dispersion provient du fait suivant : considérons un ensemble UKR_i , auquel correspond des sous-unités UKR_{ij} , liés aux régionalisations d'ordre inférieur R_{ij} . Des UKR_{ij} voisins présentent des vitesses d'écoulement différentes, donc des teneurs en UT non égales. Mais leur température sera influencée par diffusion thermique et différera peu de la moyenne notée pour l' UKR_i . Ainsi peut-on en observer des exemples à :

- 3295 : 20 UT ; 9°5
- 4840 : 141 UT ; 13°5
- 4870 : 61 UT ; 12°4

Remarquons que la corrélation $\overline{UT} = f(\overline{t})$ est bonne dans les périodes de stabilisation de l'infiltration :

- hiver (décembre et janvier) : 19 couples ; $r = 0,63$
- été (juin et juillet) : 9 couples ; $r = 0,72$

Par contre durant les périodes de mise en charge (printemps) ou de diminution importante de l'infiltration (automne) les corrélations sont mauvaises : ce qui peut signifier que les mélanges entre les UKR_i deviennent plus importants :

- printemps (mars, avril) : 11 couples ; $r = 0,4$
- septembre : 8 couples ; $r = 0,26$

B I B L I O G R A P H I E

- AMBACH W., EISNER H., TRATCHER L.L., 1968. Tritium content in the firn layers of an alpine glacier. IASH, Commission of Snow and Ice, General Assembly, Bern, 79, 126-134.
- ANDERSON D.H., HAWKES H.E., 1958. Relative mobility of the common elements in weathering of some schist and granit areas. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 14, 204-210.
- ANDERSON E.M., 1951. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh (1963).
- ARTHAUD F., 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Geol. France*, 7ème série, t. 1, 729-737.
- ARTHAUD F., MATTAUER M., 1969. Exemple de stylolithes d'origine tectonique dans le Languedoc, leurs relations avec la tectonique cassante. *Bull. Soc. Geol. France*, 7ème série, t. 1, 738-744.
- ARTHAUD F., CHOUKROUNE P., 1972. Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide de microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plateforme Nord-Aquitaine. *Rev. I.F.P.*, 27, 715-732.
- AUBERT D., 1969. Phénomènes et formes du karst jurassien. *Ecl. Geol. Helv.*, 62, 2, 325-399.
- AYRTON S., BADOUX H., 1966. Note préliminaire sur la déformation des roches aux environs de Martigny (Valais). *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 69, 320, 205-213.

- AYRTON S., 1969. Déformations des séries autochtones et helvétiques au SE du massif du Mont-Blanc. *Ecl. Geol. Helv.*, 62/1, 95-104.
- BAGGIO P., ELTER G., MALARODA R., 1960. Il traforo del Monte Bianco, prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco alla progressiva 1300. *Rendicoti della Classe di Scienze Acad. Nazionale dei Lincei (VIII)*, XXVIII, 470.
- BAGGIO P., MALARODA R., 1961. Il traforo del Monte Bianco ; prime osservazioni geologiche sul tratto dallo progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana). *Accad. Lincei - Rend. d. Cl. di Sci. fis., mat. e nat.* XXX, 6, 908-920.
- BELLIERE J., 1949. Observations sur les mylonites alpines dans le massif du Mont-Blanc. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, LXXII, 195-202.
- BELLIERE J., 1956. Caractère de la déformation alpine dans les schistes cristallins du massif du Mont-Blanc. *Bull. Soc. Geol. de France*, 6, VI, 691-698.
- BELLIERE J., 1958. Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, LXXXI, Mémoire.
- BEZINGE A. et BONVIN G., 1973. Images du climat sur les Alpes. Réunion de la section de glaciologie, Grenoble, 22-23 février 1973, 26 p.
- BORDET C., 1959. Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après les observations en galerie). *Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège*, V. 14, 61-94.
- BORDET P., BORDET C., 1960-1963. Belledonne, Grandes Rousses et Aiguilles Rouges - Mont-Blanc: Quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. *Livre à la mém. Paul Fallot*, II, 309-316.
- BRICKER O.P., GARRELS R.M., 1967. Mineralogic factors in natural water equilibria. *Proceedings of the fourth Rudolfs Research Conference. Principles and applications of water chemistry*. John Wiley, 449-469.

- BURGER A., 1969. Influence de l'hétérogénéité des roches cohérentes sur leur perméabilité. Bull. Techn. Suisse Romande, 13, 193-200.
- BURGER A., MARCE A., MATHEY B., OLIVE Ph., 1972. Tritium et oxygène-18 dans les bassins de l'Areuse et de la Serrière (Jura Neuchâtois, Suisse). Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Besançon, 1972, 4 figs., 79-87.
- CARME F., 1970. Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. C.R. Acad. Sci., T. 271, D, 25, 2232-2235.
- CARME F., 1971. Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes, Alpes françaises). C.R. Acad. Sci., T. 273, D, 1771-1774.
- CHINNERY M.A., 1966. Secondary Faulting. Canadian Journal of Earth Sciences, 3, 163-190.
- CLOOS H., 1929. Zur Mechanik der Randzone von Gletschern und Plutonen. Geol. Rundschau, 20, 66-75.
- CLOOS E., 1955. Experimental analysis of fracture patterns. Bull. of the Geol. Soc. America, 66, 11 figs., 8 pls., 241-256.
- CLOOS E., 1968. Experimental analysis of gulf coast fracture patterns. The american association of petroleum geologists bulletin, 52, 3, 420-444.
- CORBEL J., 1962. Neiges et Glaciers. Armand Colin, Paris, 224 p.
- CORBIN P., OULIANOFF N., 1925. Deux systèmes de filons dans le massif du Mont-Blanc. C.R. Somm. Soc. Geol. de France, 14, 202-203.
- CORBIN P., OULIANOFF N., 1926. Sur les éléments de deux tectoniques, hercynienne et alpine, observables dans la protogine du Mont-Blanc. C.R. Acad. Sci., 182, 935-936.

- CORBIN P., OULIANOFF N., 1928. Note explicative de la carte géologique du massif du Mont-Blanc. Feuille Chamonix.
- CORBIN P., OULIANOFF N., 1959. Note explicative de la carte géologique du massif du Mont-Blanc. Feuille piage.
- CORBIN P., OULIANOFF N., 1929. Zones mylonitiques à orientation hercynienne dans le massif du Mont-Blanc. C.R. Acad. Sci., 182, 935-936.
- CRAIG H., 1961. Standard for reporting concentration of deutérium and oxygen-18 in natural waters. Sciences, 133, 1833-1834.
- DANSGAARD W., 1964. Stable isotopes in precipitations. Tellus, 16, 436-468.
- DEBELMAS J., 1974. Géologie de la France. tome 2. Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant pays. Doin Editeurs, Paris, 544 p.
- DENNIS J.G., 1969. Zur genetischen Unterscheidung von gemeinen Klüften und Verschiebungen. Geol. Rundschau, 59, 22-228.
- DONATH F.A., 1961. Experimental study of shear failure in anisotropic rocks. Bull. Geol. Soc. Am., 72, 985-990.
- EK C., 1964. Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute-Maurienne. Leur action sur les carbonates. Extrait de la Revue Belge de Géographie, fasc. 1-2.
- FONTES J.C., GONFIANTINI R., 1967. Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. Earth Plan. Sci. Letters, vol. 3, 258-266, 386.
- FETH J.H., ROBERSON C.E., POLZER W.L., 1964. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks Sierra Nevada California and Nevada. Geol. Survey Water-Supply Paper, 1535-I.
- FRANCISS F.O., 1970. Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés. Thèse, Grenoble, 108 p.
- FREEZE R.A., WITHERSPOON P.A., Theoretical analysis groundwater flow. 3 parts. Water Resources Research, 2, 4, 1966 - 3, 2, 1967 - 4, 3, 1968.

- GARRELS R.M., 1967. Genesis of some water from igneous rocks. *Researches in Geochemistry*, 2, John Wiley and Sons, New-York, 405-420.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L., 1965. *Solution, minerals and equilibria*. Harper and Row, New-York, 450 p.
- GARRELS R.M., HOWARD P., 1957. Reaction of feldspar and mica with water at low temperature and pressure. *Proceeding of the sixth national conference on Clays and Clay minerals*. Berkeley, Pergamon Press.
- GOLDICH S.S., 1938. A study in rock weathering. *J. Geol.*, 46, 17-23.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B., VERGNE J.L., 1973. Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes-Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). 2 volumes, thèse, Grenoble.
- GUDEFIN H., 1967. Observations sur les venues d'eau au cours du percement du tunnel sous le Mont-Blanc. *Bull. B.R.G.M.*, 4, 95-107.
- HAFNER W., 1951. Stress distribution and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 373-398.
- HARDER et FLEMMING, 1970. Quarzsynthese bei tiefen Temperaturen. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, 34, 295-305.
- HARRIS J.F., TAYLOR G.L., WALPER J.L., 1953. Relation of deformational fractures in sedimentary rocks to regional and local structures. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 44, 12.
- HAUBERT M., 1974. Bilan hydrochimique d'un bassin de moyenne montagne : la Dranse de Bellevaux (Haute-Savoie). Thèse, Paris.
- HELGESON H.C., GARRELS R.M., MACKENSIE F.T., 1969. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. *Geoch. and Cosmoch. Acta*, 33, 455-481.

- HOEPPENER R., KALTHOFF E., SCHRADER P., 1969. Zur physikalischen Tektonik Bruchbildung bei verschiedenen affinen Deformationen und Experiment. Geol. Rundschau, 59, 4, 179-193.
- HUBBERT M.K., 1961. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am., 62, 355-372.
- JAMIER D., HAUBERT M., OLIVE Ph., 1972. Origine météorique des eaux circulant dans le massif granitique du Mont-Blanc. C.R. Acad. Sci. Paris, 275, D, 1593-1596.
- JAMIER D., MATHEY B., 1973. Fissuration et orientation des dépressions karstiques (Jura Neuchâtelois/Suisse). 2ème Colloque sur l'hydrologie karstique des massifs du Vercors et de la Grande-Chartreuse. Grenoble, oct. 73.
- JAMIER D., SIMEONI G.P., 1974. Structure géologique et écoulements des eaux souterraines dans les formations calcaires. Massif des Sieben Hengste (Oberland Bernois). A paraître.
- JACKS G., 1973. Chemistry of groundwater in a district in southern India. Journal of Hydrology, 18, 185-200.
- JUNG J., 1958. Précis de Pétrographie. Masson, Paris, 160 figs., 20 pls., 314 p., p. 151.
- KASSER P., 1971. Les glaciers des Alpes Suisses en 1969/70. Les Alpes.
- KASSER P., ELLEN M., 1972. Les glaciers des Alpes suisses en 1970/71. Les Alpes.
- KASSER P., ELLEN M., 1973. Les glaciers des Alpes suisses en 1971/72. Les Alpes.
- KIRALY L., 1969. Statistical analysis of fractures (Orientation and Density). Geol. Rundschau, 59, 1, 125-151.
- KIRALY L., 1969. Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés. Ecl. Geol. Helv., 62, 2, 613-619.

- KIRALY L., 1971. Groundwater flow in heterogeneous anisotropic fractured media : a simple two dimensionnal electric analog. *Journal of Hydrology*, 12, 255-261.
- KIRALY L., SIMEONI G.P., 1971. Structure géologique et orientation des cavités karstiques : la grotte de "Chez le Brandt" (Jura Neuchâtelois). *Soc. Neuch. Sci. Nat.*, 94, 91-97.
- KIRALY L., 1973. Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. *Bull. Soc. Neuchateloise des Sci. Nat.*, 6 figs., 1 tabl., 1 carte, t. 96.
- KRUMMENACHER D., 1959. Le cristallin de la région de Fully (Valais). *Schweiz. Mineral. Petro. Mitteilungen*, 39, 151-266.
- KRUMMENACHER D., BORDET P., LE FORT P., 1965. Les massifs cristallins externes et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronologiques. *Schweiz. Mineral. Petro. Mitteilungen*, 45, 855-874.
- LABHART T.P., 1965. Petrotektonische Untersuchungen am Sudrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). *Mat. Carte Geol. Suisse*, 124, 67 p.
- LAJTAI E.Z., 1969. Mechanics of second order faults and tension gashes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 2253-2272.
- LARSON I., 1968. Groundwater in Precambrian rocks in Southern Sweden. *Groundwater Problems. Proceedings of the international symposium held in Stockholm, Oct. 1966*, Pergamon Press, Oxford et New-York, 23-41.
- LEUTWEIN F., POTY B., SONET J., ZIMERMAN J.L., 1970. Age des cavités a cristaux du granite du Mont-Blanc. *C.R. Acad. Sci.*, 271, D, 156-158.
- LEWIS D.C., BURG R.H., . Hydraulic characteristics of fractured and jointed rocks. *Groundwater*, 2, 3, 4-9.

- LIAKOPOULOS, 1965. Variations of the permeability tensor ellipsoid in homogeneous anisotropic soils. *Water Resources Research*, 1, 135-141.
- LUTSHG O., 1926. Ueber Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge (Serv. Central Suisse Meteo., Zürich), 480 + 47 p., Résumé dans *Comptes Rendus Intern. Geog.*, 1931, p. 1-30.
- LILLIE F., 1974. Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse, Strasbourg, 101 p.
- LOUIS C., 1968. Ecoulements dans les fissures. *Bull. de la Direction des Etudes et Recherches (E.D.F.)*, série A, 3, 31-69.
- LOUIS C., 1970. Ecoulements à trois dimensions dans les roches fissurées. *Revue de l'Industrie Minérale*, n° spécial (15/7/70), 1-2.
- LOUIS C., WITKE W., 1970. Etude expérimentale des écoulements d'eau dans un massif fissuré. Tachien project, Formose, Géotechnique.
- LOUIS C., 1972. Les caractéristiques hydrauliques du massif de fondation du barrage de Grand-Maison (Isère). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, III, 4, 13-37.
- LUGEON J., 1928. Précipitations atmosphériques. Ecoulement et Hydro-électricité. Dunod, Paris, 193-204.
- MATHERON G., 1970. La théorie des variables régionalisées, et ses applications. Les cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fontainebleau, fasc. 5, 212 p.
- MATHEY B., SIMEONI G.P., 1971. Estimation de la perméabilité en terrains calcaires par essais d'injection d'eau. *Actes du Colloque d'Hydrologie en pays calcaire*, Besançon, 165-175.
- MISEREY J.J., 1973. Géochimie des eaux du karst jurassien. Thèse, Neuchâtel.
- MOODY J.P., HILL M.J., 1956. Wrench fault tectonics. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 67, 1207.

- MULLER L., 1970. Der Felsbau. Theoretischer Teil, 624 S., 307 Abb., 22 taf., Stuttgart.
- OLIVE P., 1970. Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p., 54 figs., 20 tabl., Paris.
- OULIANOFF N., 1920. Quelques résultats de recherches géologiques dans le massif de l'Arpille et de ses abords. Ecl. Geol. Helv., XVI, 1.
- OULIANOFF N., 1924. Le massif de l'Arpille et ses abords. Mat. Carte Géol. de la Suisse, 54 (84) livre.
- OULIANOFF N., 1965. Contribution à l'histoire des massifs du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Bull. des Lab. de Géol. Min. Géoph. et du Musée géol. de l'Université de Lausanne.
- PACES T., 1972. Chemical characteristics and equilibration in natural water felsic rock. CO₂ system. Geoch. Cosmoch. Acta, 37, 217-240.
- PACES T., 1973. Steady-state kinetics and equilibrium between groundwater and granitic rock. Geoch. Cosmoch. Acta, 37, 2641-2663.
- PAVONI N., 1961. Faltung durch Horizontal Verschiebung. Ecl. Geol. Helv., 54, 2, 515-534.
- PRICE N.J., 1966. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rocks. Pergamon Press, New-York, 231, 66.
- PURTSCHELLER F., 1964. Über gefügekundliche Studien im Mont-Blanc - Gebiet. Schweiz. Mineral. Petro. Mitteilungen, 44, 589-593.
- RAGUIN E., 1946. Géologie du granite. Masson, Paris, 211 p.
- RAMSAY J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. Mac Graw-Hill Book Company, New-York, 568 p.
- RATS M.V., TCHERNYCHOV S.N., 1965. Statistical aspect of the problem on the permeability of the jointy rocks. A.I.H.S., Actes du Colloque de Dubrovnik, 227-235.

- RAUMER J. von, 1967. Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc - Granit. Schweiz. Mineral. Petro. Mitteilungen, 47, 2, 499-579.
- REMIERAS G., 1965. L'Hydrologie de l'Ingénieur. Traité, 2ème éd., Eyrolles-Paris, 456 p.
- ROERING C., 1968. The geometrical significance of natural in echelon crack arrays. Tectonophysics, 5, 107-123.
- SHAININ V.E., 1965. Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athen limestone at Riverton, Virginia. Geol. Soc. Am. Bull., 61, 509-517.
- SHARP J.C., 1970. Fluid flow through fissured media. Ph. D. Thesis, Imperial College, London.
- SCHEIDDEGER A.E., 1965. On the statistics of the orientation of bedding planes, grain axes, and similar sedimentological data. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 525-C, 164-167.
- SCHOELLER H., 1962. Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642 p.
- SCHRAMM S., 1967. Klüfte und Horizontalstylolithen in der südlichen Frankenalb und Stellung in der Jüngerer Tektonik süddeutschlands. Inaugural Dissertation. Würzburg, 87 p.
- SELIGMAN G., 1936. Snow structure and ski field. Mc Millan and Co., Londres.
- SIMEONI G.P., TRIPET J.P., 1971. Influence de l'hétérogénéité de la perméabilité des roches sur la surface piézométrique. Quelques essais réalisés sur papier conducteur. Extrait des Actes du 4ème Congrès Suisse de Spéléologie, Neuchâtel, 1970.
- SIWERTZ E., 1973. Etude expérimentale par le tritium et l'oxygène-18 de l'infiltration sur les lysimètres et le bassin versant de Thonon. 2 vol., Thèse, Paris.
- SNOW D.T., 1968. Rock fracture spacings, openings and porosities. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 1070.

- SNOW D.T., 1969. The frequency and opertures of fractures in rock. *S. Rock Mech. Min. Sci.*, 7, 23-40.
- SNOW D.T., 1969. Anisotropic permeability of fractured media. *Water Resources Research*, 5, 6, 1273-1289.
- SOPENA J.P., SOULAS J.P., 1973. Etudes microtectoniques dans le Jura. Déformations des calcaires sous contrainte tectonique ; essais d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chafne. Thèse, Besançon, 2 vol., 154 p.
- STECK A., 1966. Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aargranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. 130. 99 p.
- TARDY Y., 1969. Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 31, 199 p., Strasbourg.
- TCHALENKO J.S., AMBRASEYS N.N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 41-60.
- THODE H.G., MONSTER J., DUNFORD H.B., 1961. Sulphur isotope geochemistry. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 25, 159-174.
- TOTH J., 1962. A hydrogeological study of the three hills area, Alberta. *Research Council of Alberta*, 24, 117 p.
- TRIPET J.P., 1972. Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura Neuchâtelois). Thèse, Neuchâtel, 183 p.
- VEYRET P., 1974. Les glaciers du massif du Mont-Blanc (versant nord) durant les étés 1971, 1972, 1973. *Revue de Géographie Alpine*, Grenoble, t/ LXII, fasc. 2, 137-151.
- VIALON P., 1973. Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle préalpin. Conséquences pétrostructurales. 2ème Coll. Suisse sur les métamorphismes dans les ~~Alpes~~ Alpes, Fribourg. A paraître.

- VIVIAN R., 1967. Fiches des glaciers français. Le glacier du Tour. Revue de Géographie Alpine, t. LV, fasc. 3.
- VIVIAN R., 1969. Fiches des glaciers français. Le glacier La Mer de Glace. Revue de Géographie Alpine, t. LVII, fasc. 3.
- VIVIAN R., 1971. Les fiches des glaciers français. Les glaciers de Miage et des Dômes. Revue de Géographie Alpine, t. LIX, fasc. 4.
- VIVIAN R., 1971. Les variations récentes des glaciers dans les Alpes françaises (1900-1970). Possibilité de prévision. Revue de Géographie Alpine, t. LIX, fasc. 2, 4 figs., 1 pl.
- WAGNER G.H., 1913. Über Klüfte und horizontal Stylolithen in Süddeutschland. Zeit. deutsch. geol. Ges., Bd. 109, 276-277.
- WESTPHAL M., 1973. Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales. France. Tectonophysics, 17, 323-335.
- WILSON G., 1961. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. Bull. Soc. Geol. Belg., 9, 423-459.
- WITKE W., LOUIS C., 1968. Modellversuche zur Durchströmung Klüftiger Medien. Felsmechanik u. Ingenieur-geol., Suppl. IV, 52-78.
- ZIONY J.I., Character and spacing of systematic joints in sedimentary rock. Rapport interne.

A N N E X E P A R T . 1

TABLEAUX DES FREQUENCES DES SYSTEMES DE FISSURES

Position des stations	SYSTEMES					
	I	II	III 1	III 2	IV 1	IV 2
1 100	144	97	56	24	0	111
1 200	30	106	52	0	30	0
1 300	63	41	0	18	144	0
1 400	39	149	33	24	62	0
1 500	27	205	56	27	135	0
1 600	39	90	25	25	67	22
1 700	44	34	0	0	0	34
1 800 *	217	36	52	0	0	80
1 900	0	122	45	61	82	0
2 000 *	122	115	0	85	15	59
2 100	44	0	0	38	0	16
2 200	18	0	26	14	20	52
2 300 *	39	0	12	52	0	12
2 400 *	0	50	76	0	49	65
2 500 *	12	56	90	0	0	6
2 600	39	35	49	0	27	9
2 700 *	11	26	54	14	8	16
2 800 *	32	10	13	54	11	17
2 900	10	104	56	0	38	0
3 000	18	81	60	15	28	45
3 100	20	27	100	43	20	58
3 200 *	43	27	80	54	14	46
3 300 *	40	47	84	0	27	0
3 400 *	29	10	21	56	0	74
3 500	25	0	29	91	19	38
3 600	33	0	40	56	29	39
3 700	28	43	38	54	16	0
3 800	7	0	26	0	13	30
3 900	21	83	29	0	6	0
4 000 *	10	64	34	46	0	81

4 100 *	56	0	61	9	18	37
4 200 *	27	68	52	29	14	13
4 300 *	12	0	74	57	18	16
4 400	32	0	33	92	10	12
4 500	36	0	17	96	35	16
4 600	36	0	42	64	29	24
4 700	0	26	110	137	9	11
4 800	36	0	43	96	32	29
4 900 *	66	16	19	51	0	8
5 000	9	85	30	12	4	27
5 100	82	71	17	24	17	36
5 200 *	25	85	32	25	39	0
5 300	16	30	12	39	7	53
5 400	10	45	0	0	40	0
5 500	35	0	0	51	8	30
5 600	0	11	26	17	5	20
5 700	0	27	46	14	13	30
5 800	15	168	7	18	62	16
5 900	12	0	0	0	25	20
6 000	14	0	96	24	36	33
6 100	7	0	120	0	23	77
6 200	25	31	0	79	0	18
6 300	7	0	32	0	10	10
6 400	0	0	26	0	25	29
6 500	21	0	17	62	12	130
6 600	0	55	39	78	33	59
6 700	0	82	0	75	51	71
6 800	11	0	45	96	23	118
6 900	7	0	0	40	49	16
7 000	7	158	27	166	50	61
7 100	21	25	27	19	14	0
7 200	64	32	0	19	72	0
7 300	18	0	0	30	0	14
7 400	49	0	8	31	26	13

* = Roche isotrope.

TABEAU I - FREQUENCES DES SYSTEMES DE FISSURES DANS
LA GALERIE DE RAVOIRE.

(Fréquences pour 10 mètres de normale)

Position des stations	SYSTEMES					
	I	II	III 1	III 2	IV 1	IV 2
TN 2	98	54	36	7	136	21
TN 3	18	117	62	67	47	55
TN 4	40	52	19	19	220	19
TN 5	33	113	81	47	79	52
R 1	91	334	75	0	53	33
R 2	88	50	0	57	0	60
R 3	59	164	51	0	5	27
R 4	54	109	0	21	30	21
R 5	75	95	42	0	69	12
R 6	57	8	0	44	26	71

TABLEAU II - STATIONS DE MESURE EN SURFACE. MASSIF
DE L'ARPILLE.

(Fréquences pour 10 mètres de normale)

Position des stations	SYSTEMES					
	I	II	III 1	III 2	IV 1	IV 2
1 337 *	998	29	15	40	0	72
5 240 *	115	56	39	23	0	26
5 267 *	89	29	13	0	16	14

* = Roche isotrope.

TABLEAU III - STATIONS NON IMPLANTEES TOUS LES
100 METRES DANS LA GALERIE DE RAVOIRE.

Position des stations	SYSTEMES				
	I	II	III 1	IV 1	IV 2
100	128	14	15	125	0
200	130	17	75	77	24
300	72	18	25	24	0
400	75	0	33	35	18
500	210	9	9	130	7
600	236	11	71	64	19
700	85	0	41	75	8
800	172	0	0	106	0
900	26	11	10	60	116
1 000	60	0	45	125	10
1 100	105	16	43	40	26
1 200	89	51	0	30	46
1 300	157	27	12	80	43
1 400	90	21	18	67	0
1 500	40	0	17	116	49
1 600	69	10	7	58	100
1 700	95	0	15	75	0
1 800	22	7	46	56	65
1 900	48	16	24	123	25
2 000	217	0	55	100	11
2 100	74	60	0	110	90
2 200	62	0	0	44	27
2 300	51	23	52	51	0
2 400	17	28	0	50	69

TABEAU IV - FREQUENCES DES SYSTEMES DE FIS-
SURES DANS LA GALERIE DE TRIENT.
SCHISTES CRISTALLINS.

(Fréquences pour 10 mètres de
normale)

Position des stations	SYSTEMES					
	I	II	III 1	III 2	IV 1	IV 2
2 500	48	28	7	21	44	14
2 600	150	13	0	26	55	13
2 700	35	7	25	32	70	6
2 800	28	13	18	30	57	43
2 900	100	5	0	10	50	41
3 000	62	14	0	24	70	0
3 100	51	9	0	18	56	40
3 200	105	7	0	53	35	10
3 300	87	0	18	48	14	48
3 400	50	8	0	13	60	4
3 500	24	3	0	6	51	5
3 600	62	0	0	25	36	18
3 700	15	5	22	14	21	29
3 800	0	26	43	18	15	22
3 900	25	8	16	14	26	2
4 000	36	35	0	27	20	24
4 100	115	0	0	15	0	42
4 200	59	0	11	8	42	34
4 300	9	23	4	3	29	25
4 400	45	10	7	11	15	0
4 500	50	17	0	23	0	36
4 600	13	23	7	4	0	28
4 700	68	7	0	35	18	0
4 800	81	45	4	7	0	14
4 900	51	3	0	34	42	4
5 000	14	14	10	32	45	35
5 100	88	32	0	34	15	11
5 200	78	6	0	54	20	26
5 300	92	27	0	28	0	86
5 400	9	18	8	45	39	55
5 500	36	28	20	8	70	0

TABLEAU V - FREQUENCES DES SYSTEMES DE FISSURES DANS
LA GALERIE DE TRIENT. GRANITE.

(Fréquences pour 10 mètres de normale)

A N N E X E P A R T . 2
=====

TABLEAUX DES RESULTATS BRUTS DES ANALYSES CHIMIQUES

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
19/01/72	13,5	86,5	7,95	7,5	12	18	0,8	14,9	0,28					0,07
28/01/72	13,5	93,4	8,05	6,7	12,4	19	0,7	14,9	0,25					0,03
10/02/72	13,4	96,8	8,1	3	13	21	0,7	15,9	0,38					0,02
18/02/72	13,3	110,7	8,1	4,3	12,8	20,7	0,8	15,4	0,32					0,12
09/03/72	13,4	106,6	8,1	3,9	13	20	0,8	15,9	0,3					0,12
21/03/72	13,3	96,9	7,95	3,6		20,5	0,8	15,7	0,28					0,02
14/04/72		99,5	8,05	4,1		18,8	0,8	14,6	0,44	0,68	18,9	64,7	0,02	0,19
28/04/72	13,3	126,1	7,9	3,7	13	18,8	0,8	14,6	0,4		19,4	63,9	0,01	0,025
18/05/72	13,3	118	7,95	4,9		19,4	0,8	14,9	0,43		22,5	65,6	0,03	0,05
19/06/72	13,15	112	8,05	4,1		19,4	0,8	14,6	0,47		20,5	64,6	-	0,04
30/06/72	13,2	112,9	8,3	3,8		19,4	0,8	14,6	0,55		19,4	63,9	-	0,08
20/07/72	13,25	118,4	8,1	3,8		19	0,8	14,6	0,4		20,1	63,2	0,02	0,15
10/08/72	11,85	144,5	8,1	4,4		18,8	0,75	14,6	0,42		19,5	62,7	0,02	0,07
18/08/72	13,3	118,2	8,2	4,7		18,8	0,8	14,8	0,36		19,2	61,2	0,01	0,11
30/08/72	13,2	127,1	8,15			19	0,75	14,8	0,32		18,6	61,7	0,01	0,2
12/12/72	13,35	138,8	8,1											
06/02/73	13,15	136	7,6											

TABLEAU VI - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 2575.
(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
15/12/71	12,1	54,3	8,45	10,4	10,45	12	0,38	7,65	0,37					0,3
13/01/71	12,1	64,8	8,3	11	10,15	10	0,45	7,85	0,38					-
19/01/72	12,1	50,5	8,1	8	10,5	10,5	0,4	7,7	0,35					0,18
28/01/72	12	51,4	8,4	7,8	9,85	11,5	0,4	7,7	0,38					0,07
10/02/72	12,1	63,9	8,3	5,3	11,5	14,25	0,58	8,85	0,43					0,12
20/03/72	11,95													
20/07/72	11,95				10,28	13	0,45	8,45	0,52	1,65	9,6	37		
18/08/72					9	12,5	0,42	7,26	0,47	1,5	9,6	36,1		
20/09/72	12,1	72,5	8,45	5,9	9,8	12,4	0,43	8,15	0,46		9	37,08	0,01	0,11
19/10/72	12,5	77	8,7			13,2	0,43	8,20	0,43					
12/12/72	12,1	87,3	8,35											
06/02/73	11,8													

TABLEAU VII - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 2906.

(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
10/12/71	7,45	49	8,55	10,2	5,15	9	0,22	3,4	0,63					0,07
15/12/71	7,4	35,9	8,5	9,2	6,1	8,5	0,22	3,45	0,63					0,11
13/01/72	7,3	42,4	8,5	9,4	6,5	7,5	0,25	3,4	0,63				0,98	0,69
19/01/72	7,3	37	8,3	9,6		8	0,3	3,45	0,66				0,75	-
28/01/72	7,3	36,3	8,4	7,8		7,5	0,25	3,35	0,63					0,11
10/02/72	7,3	36,5	8,6	8,1		12,5	0,25	3,5	0,66					0,12
18/02/72	7,3	42,9	8,5	7,7		9	0,25	3,45	0,66					0,02
09/03/72	7,35	44,1	8,6	7,7	6,3	10,2	0,25	3,45	0,67				1,12	0,12
21/03/72	7,2	43,5	8,55	7,7		9,5	0,26	3,45	0,67				0,9	0,12
19/06/72	7,05	48,6	8,55	7,8	6,3	16,6	0,3	3,9	0,75		8,7	47,6	0,2	0,06
30/06/72	7,05	47,1	8,7	8,1		9	0,27	3,75	1,05		5,5	25,6	0,3	0,06
20/07/72	7,2	53	8,5	9,1	6,2	8,2	0,24	3,5	0,65		5,5	25,1	0,15	0,3
10/08/72	6,85	56,3	8,5	9,3	6	8,3	0,25	3,4	0,65		4,2	25,4	0,15	0,07
18/08/72	7,15	51,4	8,5	10	6,2	8,4	0,25	3,5	0,68		5,2	25,4	0,12	0,07
30/08/72	7,1	57,3	8,4	9,9	6,2	8,6	0,25	3,5	0,65		4,5	25,4	0,12	0,27
20/09/72	7,3	49,7	8,7	9,7	6	8,4	0,25	3,6	0,65		5,9	25,6	0,14	-
19/10/72	6,3	44,5	9,05		6,5	6,5	0,93	3,6	2,03		6,9	33,7	0,04	0,27
12/12/72	7,2	53	8,15											
06/02/73	6,95	56,8	8,05											

TABLEAU VIII - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 3365.

(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C µS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
01/12/71	7	47,6	8,4	10,8	6	9,5	0,25		0,78		4,5			0,01
10/12/71	6,85	51,1	8,45	11,2	5,75	8	0,2	3	0,79		5,1			0,07
15/12/71	6,85	32,4	8,55	10,6	5,85	8,5	0,2	3	0,86					0,03
13/01/72	6,8	38,5	8,5	10,8		7,5	0,2	3	0,8					0,14
19/01/72	6,8	34,7	8,3	9		7,5	0,25	2,95	0,78					-
28/01/72	6,8	32,7	8,55	8,9		7	0,2	2,9	0,78					0,03
10/02/72	6,8	33,1	8,6	8,9		8	0,25	2,95	0,84			23,7	0,06	0,02
18/02/72	6,8	40,9	8,4	8,9		8	0,20	2,95	0,79					0,12
09/03/72	6,75	37,9	8,55	8,9		10,25	0,22	2,95	0,78					0,12
21/03/72	6,7	37,6	8,4	8,9		8,5	0,23	3,4	0,83		5,52	23,7	0,09	0,1
14/04/72	6,9	42,8	8,5	8,7		8	0,23	3,4	0,91	0,32	6,42	23,9	-	0,05
20/04/72	6,8	40,9	8,8	8,4		17,6	0,45	3,1	0,87		6,3	54,4	0,1	0,11
28/04/72	6,65	45,2	8,5	8,9		8,4	0,24	3,2	0,85		6,6	24,9	0,06	0,05
18/05/72	6,65	44,7	8,5	10		8,4	0,24	3,1	0,83		6,72	26,8	0,09	0,03
19/06/72	6,65	43,1	8,6	8,9		8,4	0,22	3,2	0,82		6,36	23,9	0,19	0,04
30/06/72	6,7	44,6	8,7	9,2	5,6	8	0,22	3,15	1,02		6,6	25,1	-	0,05
10/08/72	5,35	54,3	8,3	9,8	5,6	8	0,22	3,1	0,81		5,16	23,9	0,06	0,09
18/08/72	6,75	46,4	8,5	12,6	5,7	8,4	0,23	3	0,76		5,16	25,4	0,12	0,04
12/12/72	6,6	87,7	8,4											
06/02/73	6,45	55	7,7											

TABLEAU IX - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 3506.

(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C µS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
01/12/71	8,7	51,1	8,25	10	6,7	8	0,12		0,75		5			0,03
10/12/71	7,95	42,6	8,5	11,9	5,7	7,5	0,07	2,75	0,49					0,07
15/12/71	8,7	34,7	8,55	9,4	6,5	8,25	0,08	4,15	0,745					0,11
13/01/72	8,6	41,4	8,65	8,9	6,5	7	0,12	4,15	0,775					0,03
19/01/72	8,65	31,7	8,5	8,7	6,5	7,5	0,1	4,1	0,775					-
28/01/72	8,6	36,2	8,65	7,6	6,5	7	0,1	4,1	0,72					0,11
10/02/72	8,65													
20/03/72	8,6													
20/07/72	8,4													

TABLEAU X - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 3820.
(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
01/12/71	9,3	60,5	8	9,2	7,2	9	0,18	-	1,32		7			0,07
10/12/71	9,35	57,9	8,1	8,9		9	0,13	4,8	1,35					0,07
15/12/71	9,35	41,1	8,2	8,5		9	0,13	4,9	1,35					0,11
13/01/72	9,25	49,2	8,4	8,2		8	0,18	4,9	1,4					0,11
19/01/72	9,3	41,3	8,1	8,6		8,5	0,17	4,8	1,3				0,06	-
28/01/72	9,2	40,3	8,5	7		8	0,12	4,7	1,3				0,06	0,07
10/02/72	9,3	40,2	8,5	7		10	0,15	4,8	1,33				0,05	0,12
18/02/72	9,2	49	8,2	7		9	0,13	4,7	1,28				0,05	0,12
09/03/72	9,3	43,8	8,5	6,8		9	0,12	4,7	1,25				0,08	0,12
21/03/72	9,15	40,9	8,2	9,4		9,5	0,13	4,7	1,27				0,02	0,12
14/04/72		46,9	8,5	7,3		8,6	0,2	5,8	1,33		9,6	27,1	0,02	
28/04/72	9,4	48,5	8,4	7,2		8,8	0,19	5,5	1,28		9,2	25,8	0,02	
20/04/72	9,2	53,6	8,2	7		8,4	0,15	4,8	1,23		8,4	25,1	0,02	
18/05/72	9,15	52,5	8,5	7,2		12,4	0,16	4,7	1,23		8,1	37,3	0,07	0,4
19/06/72	9,15	45,1	8,5	6,5		22,4	0,18	4,8	1,48		7,2	67,3	0,03	0,7
30/06/72	9,1	47	8,6	6		8,2	0,13	4,8	1,38		6,9	24,2	-	0,03
20/07/72	9,1	43,2	8,3	7,3		8	0,13	4,7	1,19		7,1	24,9	0,06	0,07
10/08/72	7,75	56,9	8,4	7,3		8	0,22	4,7	1,16		6	24,2	0,06	0,1
18/08/72	9,15	54,2	8,4	7,5		8,2	0,14	4,7	1,16		6,6	23,9	0,06	0,07
30/08/72	9,05	56	8,4	7,2		8,2	0,14	4,7	1,17		6,9	25,1	0,07	0,14
20/09/72	9,3	57,7	8,4	8,4		8	0,13	4,7	1,17		7,8	23,9	0,08	0,45
19/10/72	9,2	58	8,7		6,5	8					5	23,9	0,1	
12/12/72	9,1	60,8	8,5		6,4	8,2	0,13	4,7	1,18					
06/02/73	9	54,8	7,8											

TABLEAU XI - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 3906.
(Concentration en mg/l)

TABLEAU XII - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 4575.
(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
18/05/72	12,9	66,5	8,5		8,9	10,6	0,2	7	1,7		12,9	26,11	0,03	
30/06/72	12,95													
20/07/72	12,8				8,9	5,5	0,18	7,16	1,3	0,8	12,15	28,8		
18/08/72					8,7	11	0,2	6,86	1,3	0,8	11,85	29		
19/10/72	12,15													
06/02/73	13,3													

Date	t °C	C μS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
10/03/72	14,2													
20/03/72	13,65	57,3	8,1	6,1	9,95	12,5	0,2	6,6	1,74					0,12
14/04/72	12	63,4	8,3	6,4	10,1	12,3	0,3	7,5	1,6		16,02	32,9	0,02	0,11
20/04/72	12,5	63	8,5	5,2	10,25	11,9	0,25	7,2	1,4		15,3	32,2	0,02	0,02
28/04/72	13,3	76,5	8,5	6,2	9,7	12	0,25	6,8	1,4		15,9	32,7	0,02	0,06
18/05/72	13,2	69,5	8,5	6,6	9,85	14	0,3	5,2	1,7		17,1	34,2	0,01	0,04
30/06/72	12,9													

TABLEAU XIII - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 4840.
(Concentrations en mg/l)

Date	t °C	C µS/cm	pH	O ₂ dissous	SiO ₂	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	Fe total
28/04/72	13,3	75,4	7,9	7,7	9,45									0,16
18/05/72	13,0	76,2	8,1	10,5	9,45	12	0,24	6,8	1,38		15,8	32,5	0,02	0,13
19/06/72	19,9	67,5	8,1	8,6	9	14,1	0,3	5,1	1,69		16,8	34,6	0,02	0,05
30/06/72	12,95	67,8	8,1	8,6	9,08	13,6	0,29	5,1	1,65		16,7	34,4	0,01	0,15
20/07/72	13	74,4	7,9	8,5	9,08	14	0,31	5,1	1,52		16,8	34,2	-	0,24
10/08/72	11,8	93	8,3	8,9	9	14	0,32	5,1	1,52		16,8	34,2	0,03	0,08
18/08/72	13,2	82,5	8,3	9,1	9,04	14	0,32	5,1	1,52		16,5	34,2	0,08	0,07
30/08/72	13,1	83,7	7,9	9,3	8,88	14	0,32	5,1	1,47		15,1	34,4	0,01	0,18
20/09/72	13,35	72,8	8,4	10	8,88	14	0,33	5,1	1,47		15,7	34,4	0,02	0,09
19/10/72	13,25	78	8,6		8,76	14	0,34	4,95	1,47		15,7	34,9	0,01	
12/12/72	13,15	86,4	7,8											
06/02/73	13	85,8	7,8											

TABLEAU_XIV - ANALYSES CHIMIQUES DE LA VENUE T 5040.
(Concentrations en mg/l)

$\nu \backslash P$	0,10	0,05	0,02	0,01
1	0,9877	0,9969	0,9995	0,9999
2	0,9000	0,9500	0,9800	0,9900
3	0,8054	0,8783	0,9343	0,9587
4	0,7293	0,8114	0,8822	0,9172
5	0,6694	0,7545	0,8329	0,8745
6	0,6215	0,7067	0,7887	0,8343
7	0,5822	0,6664	0,7498	0,7977
8	0,5494	0,6319	0,7155	0,7646
9	0,5214	0,6021	0,6851	0,7348
10	0,4973	0,5760	0,6581	0,7079
11	0,4762	0,5529	0,6339	0,6835
12	0,4575	0,5324	0,6120	0,6614
13	0,4409	0,5139	0,5923	0,6411
14	0,4259	0,4973	0,5742	0,6226
15	0,4124	0,4821	0,5577	0,6055
16	0,4000	0,4683	0,5425	0,5897
17	0,3887	0,4555	0,5285	0,5751
18	0,3783	0,4438	0,5155	0,5614
19	0,3687	0,4329	0,5034	0,5487
20	0,3598	0,4227	0,4921	0,5368
25	0,3233	0,3809	0,4451	0,4869
30	0,2960	0,3494	0,4093	0,4487
35	0,2746	0,3246	0,3810	0,4182
40	0,2573	0,3044	0,3578	0,3932
45	0,2428	0,2875	0,3384	0,3721
50	0,2306	0,2732	0,3218	0,3541
60	0,2108	0,2500	0,2948	0,3248
70	0,1954	0,2319	0,2737	0,3017
80	0,1829	0,2172	0,2565	0,2830
90	0,1726	0,2050	0,2422	0,2673
100	0,1638	0,1946	0,2301	0,2540

-TABLEAU XV

Table de distribution du coefficient de corrélation R

A N N E X E P A R T . 3

METHODE POUR DISTINGUER LES GROUPES A L'AIDE DU RESEAU EQUISURFACE

ANNEXE
 =====

METHODE POUR DISTINGUER LES GROUPES DE POLES A L'AIDE DU RESEAU EQUISURFACE

Le réseau équisurface doit être construit de la manière suivante (figure 45) :

- Il faut diviser la sphère utilisée pour les projections en éléments s de surface égale,
- ces éléments s sont projetés sur le cercle équatorial.

Le cercle équatorial est divisé en anneaux de surface égale. Ces anneaux sont eux-mêmes découpés radialement.

- nombre de secteurs angulaires : 48
- nombre d'anneaux : 12

Pour les projections équisurfaces, un point situé sur la sphère et faisant un angle de latitude 1 avec le pôle nord sera projeté à une distance r du centre du cercle équatorial :

$$r = R \times 2^{1/2} \times \sin (1 / 2)$$

La surface de l'anneau inclus entre ce point sur la sphère et l'équateur vaut :

$$S' = 2 \times 3,14 \times R^2 \times \cos (1)$$

La surface d'un hémisphère valant :

$$S = 2 \times 3,14 \times R^2$$

$$S'/S = \cos (1)$$

D'après les données antérieures un anneau comprend 48 secteurs et au total nous trouvons 576 secteurs, d'où, pour calculer l'angle 1 délimitant le cercle de l'anneau extérieur :

$$\cos (1) = 48 / 576$$

et pour le $n^{\text{ième}}$ anneau :

$$\cos (1_n) = 48 \times n / 576$$

$$1_n = \arccos (48 \times n / 576)$$

La distance entre la bordure interne de l'anneau et le centre de la projection vaut :

$$ON_n = R \times 2^{1/2} \times \sin(1_n/2) = B_n \times R$$

R = rayon de la projection

Couronne	$1_n/2$	B_n
1	42,62	0,957
2	40,2	0,913
3	37,76	0,866
4	35,26	0,816
5	32,69	0,764
6	30	0,707
7	27,16	0,645
8	24,09	0,577
9	20,7	0,5
10	16,78	0,408
11	11,78	0,289

TABLEAU XVI : Valeurs des coefficients B_n

Il est possible de compter le nombre de pôles N_c contenus dans une case C. Les coordonnées de la case sont calculées pour son centre. Les cases sont numérotées de 1 à 576 dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, et depuis l'extérieur vers l'intérieur. Le vecteur n_c liant le centre de la projection au centre de la case numérotée C a pour coordonnées polaires un azimuth A (angle entre le nord et la direction du pôle de la case) et un pendage P (angle entre le centre de la case et le centre de la projection) :

$$e = \text{ENTIER}(C/48)$$

$$x = 2 \times C - 1$$

$$y = 96 \times e$$

$$z = (2 \times e + 1) \times 48/1152$$

$$A = 360^\circ - ((x - y) \times 3,75^\circ)$$

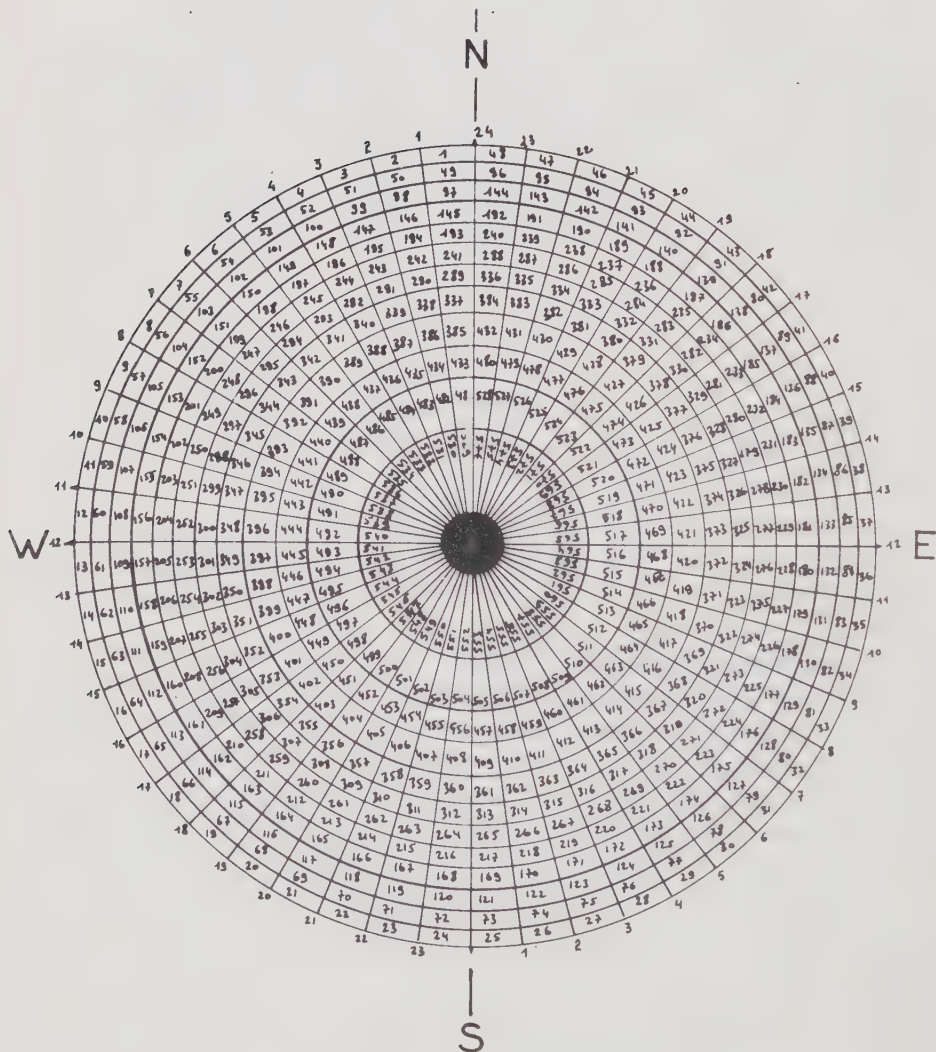
$$P = \arccos(z)$$

La fréquence de la case C se calcule avec la formule 2 (1er chapitre) :

$$f_c = N_c / \sum_k (\vec{n}_c \cdot \vec{L}_k)$$

Après report sur la projection de toutes les fréquences des cases, nous pouvons tracer des courbes équi-fréquences permettant d'isoler de manière objective les groupes de pôles. Un programme pour ordinateur I.B.M. 1130 a été conçu : il donne le dessin de la projection avec les fréquences réelles des cases placées à leur centre (programme DIAC 3). Lorsqu'un groupe est mis en évidence, la fréquence du groupe est égale à la somme des fréquences des cases le constituant, ceci à la condition que le groupe ne soit pas trop étendu.

FIG.45 - RESEAU EQUISURFACE



```

// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
C   ORIENTATION DES FALAISES
    SUBROUTINE SP1(C1,FC,XEL,YEL,ZEL,I,IMAX)
    DIMENSION C1(7),FC(7),XEL(10),YEL(10),ZEL(10)
    DO 200 K=1,7
        IF(C1(K))12,11,12
    11 IF(FC(K))12,1100,12
    12 XEL(I)=CUS(C1(K)*3.14/180.)*SIN(FC(K)*3.14/180.)
        YEL(I)=SIN(C1(K)*3.14/180.)*SIN(FC(K)*3.14/180.)
        ZEL(I)=COS(FC(K)*3.14/180.)
    200 I=I+1
    1100 IMAX=I-1
        RETURN
    END

// DUP
*STORE      WS UA SP1
// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
C   LONGUEUR DES FALAISES
    SUBROUTINE SP2(C1,FC,EL,I)
    DIMENSION C1(7),FC(7),EL(10)
    DO 210 K=1,7
        IF(C1(K))24,1200,24
    24 IF(FC(K))26,25,26
    25 EL(I)=C1(K)
        GO TO 1200
    26 EL(I)=C1(K)
        I=I+1
        EL(I)=FC(K)
    210 I=I+1
    1200 RETURN
    END

// DUP
*STORE      WS UA SP2
// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
C   FREQUENCES REELLES DES CASES
    SUBROUTINE FREQ(FC,XEL,YEL,ZEL,FREQ,IMAX,EL,C1,DIA,L,FQ)
    INTEGER DIA
    DIMENSION FQ(10),FREQ(580),XEL(10),YEL(10),ZEL(10)
    DIMENSION EL(10),FC(10),C1(10),L(10)
    DO 210 K=1,7
        L(K)=IFIX(C1(K))
        IF(FC(K))105,115,105
    105 IKAI=IFIX(C1(K)/48.)
        OKAI=FLUAT(IKAI)
        AL1=(2.*C1(K))-1.
        AL2=2.*OKAI*48.
        AL=(360.-((AL1-AL2)*(3.75)))*3.14/180.
        A=((2.*OKAI+1.)*48.)/1152.
        B=SQRT(1.-A*A)
        X=COS(AL)*B
        Y=SIN(AL)*B
        Z=A
        SUM=0.
        DO 110 I=1,IMAX
            POP=X*XEL(I)+Y*YEL(I)+Z*ZEL(I)
    110 SUM=SUM+ABS(POP*EL(I))
        DM=SUM/FC(K)
        FQ(K)=1./DM
        GO TO 209
    115 FQ(K)=0.

```

```

209 L1=L(K)
   FREQ(L1)=FQ(K)
210 CONTINUE
   WRITE(2,1302) DIA
1302 FORMAT(I4)
   DO 1301 K=1,7
1301 WRITE(2,1300) DIA,L(K),FQ(K)
1300 FURMAT(I4,10X,I3,F6.2)
   RETURN
   END

// DUP
*STORE      WS  UA  FREQ
// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
C   FREQUENCES DES NOEUDS MOYENNE MOBILE
   SUBROUTINE FREN(FREQ,FNOE)
   INTEGER C2,C3,C4
   DIMENSION FREQ(580),FNOE(580)
   DO 220 L=1,576
   W=FLOAT(L)
   IKAI=IFIX(W/48.)
   IF(IKAI)125,135,175
135 IKAI=IKAI+1
125 IF(L-24)120,130,140
120 C2=L+1
   C3=L+24
   C4=C2+24
   FNOE(L)=FREQ(L)+FREQ(C2)+FREQ(C3)+FREQ(C4)
   GO TO 218
130 FNOE(24)=FREQ(1)+FREQ(24)+FREQ(25)+FREQ(48)
   GO TO 218
140 IF(L-IKAI*48)190,160,180
190 L2=L-24
   FNOE(L)=FNOE(L2)
   GO TO 220
160 C2=L+48
   C3=L-47
   C4=L+1
   FNOE(L)=FREQ(L)+FREQ(C2)+FREQ(C3)+FREQ(C4)
   GO TO 218
180 C2=L+1
   C3=L-48
   C4=C2-48
   FNOE(L)=FREQ(L)+FREQ(C2)+FREQ(C3)+FREQ(C4)
218 FNOE(L)=FNOE(L)/4.
220 CONTINUE
   RETURN
   END

// DUP
*STORE      WS  UA  FREN
// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
C   DESSIN DU DIAGRAMME (NOEUDS ET FREQUENCES)
   SUBROUTINE DDIA1(FNOE,L,DIA)
   INTEGER DIA
   DIMENSION FNOE(580)
   CALL SCALF(0.3937,0.3937,-15.,-14.)
   CALL FPLLOT(1,0.,0.)
   CALL FPLLOT(-2,0.,0.)
   CALL POINT(0)
   CALL FPLLOT(1,0.,10.)
   CALL FPLLOT(-2,0.,10.)
   CALL POINT(5)
   CALL FCHAR(-5.,12.,0.15,0.15,0.)

```

```

WRITE(7,1)DIA
1 FORMAT(' DIAC 3--DIAGRAMME'I6)
DO 3 L=1,576
W=FLOAT(L)
IKAI=IFIX(W/48.)
OKAI=FLUAT(IKAI)
AL=((W-(OKAI*48.))*7.5+90.)*3.1416/180.
A=OKAI*48./576.
IF(A)15,16,15
16 PL=0.785398
GO TO 17
15 B=SQRT(1.-A*A)
PL=ATAN(B/A)
PL=PL/2.
17 UL=8.9*SIN(PL)*1.41421
UL=ABS(UL)
XD=(UL*COS(AL)-0.2)
YD=UL*SIN(AL)-0.1
IF(FNOE(L))14,3,14
14 IFN=IFIX(FNOE(L))
DELT=FNOE(L)-FLUAT(IFN)
IF(0.5-DELT)2,4,4
2 IFN=IFN+1
4 IF(IFN)8,3,8
8 IF(IFN-10)11,12,12
12 CALL FCHAR(XD,YD,0.08,0.08,0.)
WRITE(7,5) IFN
5 FORMAT(I2)
11 XD=XD+0.1
CALL FCHAR(XD,YD,0.08,0.08,0.)
WRITE(7,13) IFN
13 FORMAT(I1)
3 CONTINUE
CALL PLOT(1,15,-14.)
RETURN
END

// DUP
*STORE WS UA DDIA1
// FOR
*LIST SOURCE PROGRAM
*ONE WORD INTEGERS
*IOCS(CARD,PLOTTER,1403PRINTER)
INTEGER DIA,VR
DIMENSION C1(10),FC(10),XEL(10),YEL(10),ZEL(10),FREQ(580)
DIMENSION FNOE(580),EL(10),L(10),FQ(10)
I=1
IN=2
1001 DO 99 L1=1,576
FNOE(L1)=0.
99 FREQ(L1)=0.
100 READ(IN,500)DIA,VR,(C1(K),FC(K),K=1,7)
500 FORMAT(I4,2X,I1,1X,7(F5.1,F5.1))
IF(DIA)1001,1000,800
800 IF(VR-1)10,20,30
10 CALL SP1(C1,FC,XEL,YEL,ZEL,I,IMAX)
GO TO 100
20 I=1
CALL SP2(C1,FC,EL,I)
GO TO 100
30 IF(VR-2)900,900,901
900 CALL FREQ(FC,XEL,YEL,ZEL,FREQ,IMAX,EL,C1,DIA,L,FQ)
GO TO 100
901 IF(VR-3)902,902,903
902 CALL FREN(FREQ,FNOE)
GO TO 100
903 CALL FREN(FREQ,FNOE)

```

PAGE 5 3.10.74

138

CALL DDIAL(FNOE,L,DIA)

GO TO 100

1000 CALL EXIT

END

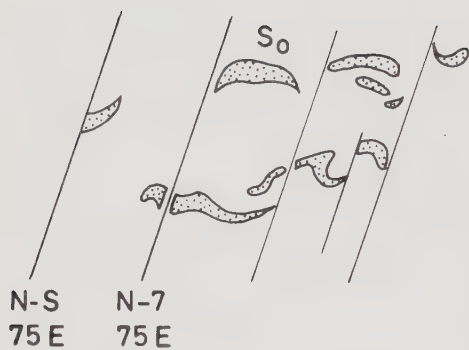
// XEQ

0000

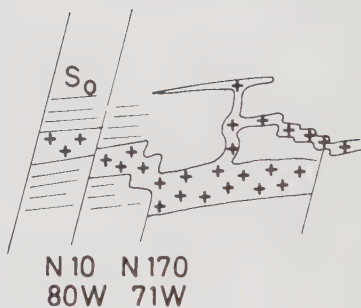
TEMPS 0 H 2 MN

A N N E X E P A R T . 4

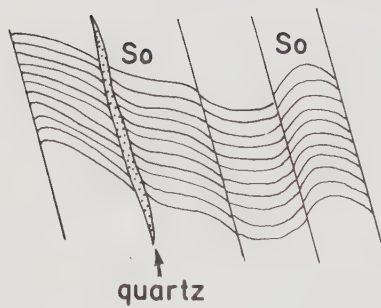
PLANCHES



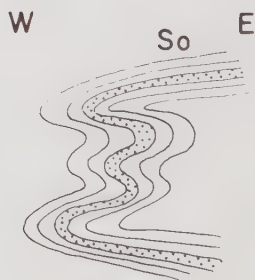
- A -



- B -



- C -



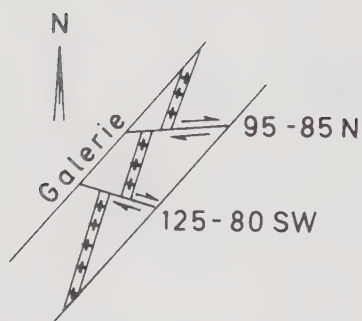
- D -

PLANCHE I

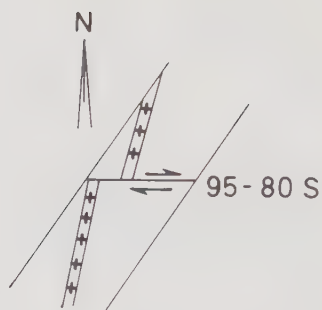
P L A N C H E I

SCHISTOSITES N-S ET MICROPLIS N-S

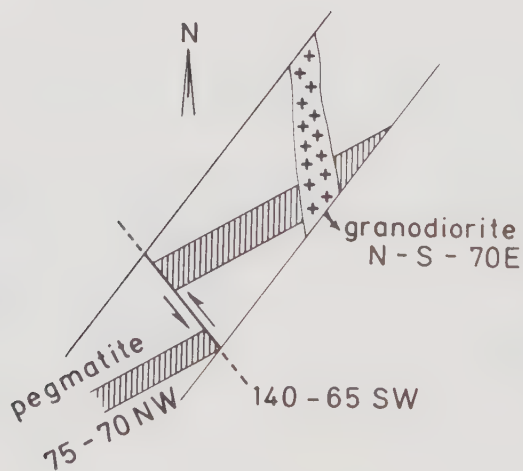
- A - Galerie de Ravoire, R 1080 : schistosité de fracture N-S. Les lits de quartz de la foliation des gneiss sont découpés en microlithons.
- B - Galerie de Ravoire, R 1207 : schistosité de fracture N-S.
- C - Galerie de Ravoire, R 7100 : schistosité de fracture N-S. Les plans sont plus inclinés (N 175° - 55° W), et parfois remplis de quartz.
- D - Galerie de Ravoire, R 4375 : microplis d'axes N-S de la foliation des gneiss. Le déversement est vers l'ouest et les plans axiaux sont sub-horizontaux.



-A-



-B-



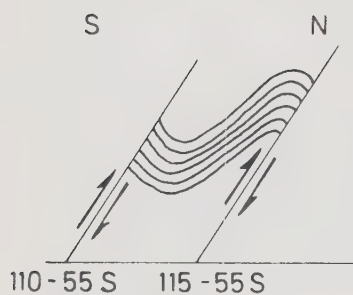
-C-

PLANCHE II

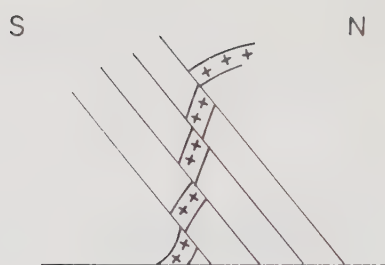
P L A N C H E I I
=====

DECROCHEMENTS ET FILON A RAVOIRE (GALERIE)

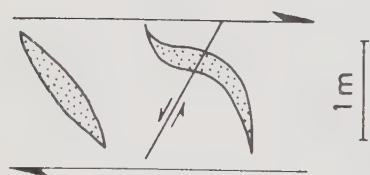
- A - Galerie de Ravoire, R 3106 : décrochements E-W (IV) dextres décalant un filon granodioritique N-S (N10-90).
- B - Galerie de Ravoire, R 5300 : décrochement E-W dextre décalant un filon granodioritique N160-50 NE.
- C - Galerie de Ravoire, R 5380 : décrochement senestre NW-SE ;
filon N-S postérieur à un filon E-W.



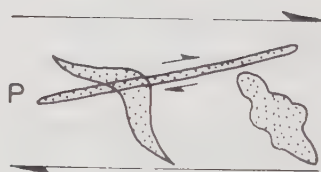
-A-



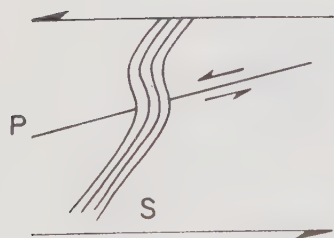
-B-



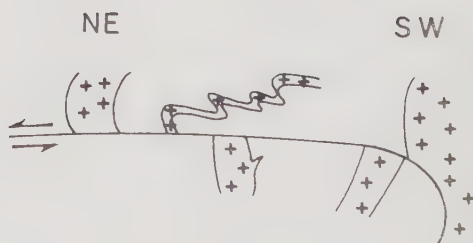
-C-



-D-



-E-



-F-

P L A N C H E I I I
 =====

CHEVAUCHEMENTS E-W ET CISAILLEMENTS HORIZONTAUX DANS LES GALERIES

- A - Galerie de Ravoire, R 2500 : chevauchements E-W pentés vers le sud provoquant des crochons dans la foliation des gneiss.

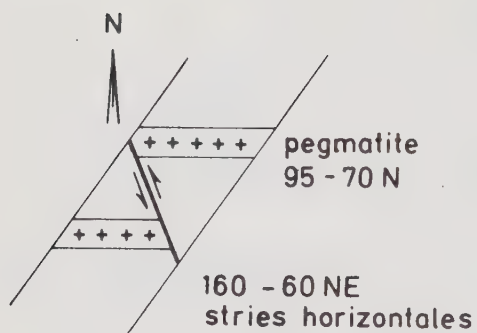
- B - Galerie de Trient, T 2750 : chevauchements E-W pentés vers le nord décalant un filon d'aplite N20°-70°E.

- C - Galerie de Trient, T 3100 : zone de cisaillement horizontale associée à des fentes de tension en échelon N50°-60°NW ainsi qu'à des cisaillements normaux N50°-60°SE.

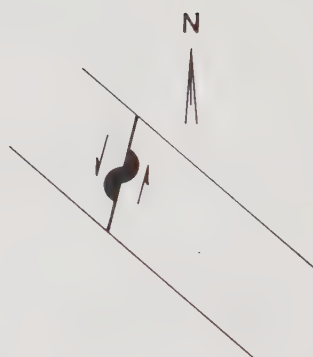
- D - Galerie de Trient, T 3100 : zone de cisaillement horizontale associée à des fentes de tension orientée N60° ainsi qu'à des cisaillements de type P remplis de quartz.

- E - Galerie de Trient, T 2505 : zone de cisaillement horizontale avec fractures schisteuses N50°-70°SE et cisaillements de type P N155°-30°NW remplis de quartz et chlorite.

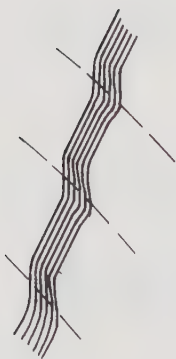
- F - Galerie de Ravoire, R 4435 : cisaillements horizontaux (N35°-20°SE), le compartiment supérieur chevauchant vers le N.



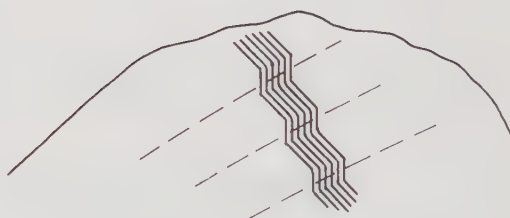
-A-



-B-



-C-



-D-

PLANCHE IV

P L A N C H E I V
==-----==

DECROCHEMENTS SENESTRES EN GALERIE
KINK-BANDS

- A - Galerie de Ravoire, R 4550 : décrochement senestre N160°-60°NE avec stries horizontales.
- B - Galerie de Trient, T 2640 : décrochement senestre N-S décalant une enclave basique de la protogine.
- C - Galerie de Ravoire, R 1900 : kink-band associés à des plans N45°-60°N-W. Il existe également des kink-band de plan axial N115°-75°S.
- D - Région de Chatelard : kink-band à plans axiaux N40°-60°NW associés à des plans striés dans la plus grande pente déformant la schistosité N-S du carbonifère.

LISTE DES FIGURES ET PLANCHES

=====

Figure n° :

CHAPITRE I.

- 1-A Fissures pour un système triaxial de contraintes.
- 1-B Disposition théorique des failles et fissures.
- 2 Relation entre les fentes de tension T1 et les cisaillements.
- 3 Structures planaires d'une zone de cisaillement.
- 4 Carte générale de situation.
- 5 Profil topographique NE-SW.
Galerie de Ravoire-Chatelard (Arpille).
- 6 Galerie de Trient - Profil.
- 7 Schéma structural.

CHAPITRE II.

- 8 Eléments structuraux - Galerie de Ravoire.
- 9 Eléments structuraux de l'Arpille en surface.
- 10 Eléments structuraux dans le massif du Mont-Blanc.
- 11 Fissures D1 Galerie de Ravoire Granodiorite.
- 12 Fissures D1 Galerie de Ravoire Gneiss.
- 13 Fissures D1 Arpille Surface.
- 14 Fissures D1 Galerie de Trient Schistes cristallins.
- 15 Fissures D1 Galerie de Trient Granite.
- 16 Les divers types de failles du massif de l'Arpille.
- 17 Deux hypothèses pour la formation de deux paires de cisaillements.

CHAPITRE III.

- 18 Histogramme des fréquences.
- 19 Distribution spatiale des fréquences (Ravoire).
- 20 Distribution spatiale des fréquences (Ravoire).
- 21 Variogrammes.
- 22 Distribution spatiale des fréquences (granite de Trient).
- 23 Variogrammes des systèmes I, IV₁, II (Trient).
- 24 Variogrammes des systèmes IV₂, III₂ (Trient).

CHAPITRE IV.

- 25 Failles aquifères (Trient)
- 26 Fissures d3 - Galerie de Trient.

CHAPITRE V.

- 27 Caractères physico-chimiques des eaux de la galerie de Trient.
- 28 Fréquences des venues d'eau classées d'après les débits (galerie de Trient).
- 29 Débits du torrent de Trient et de la galerie de Trient (année 1972).
- 30 Corrélation entre la conductivité et le résidu sec Rs.
- 31 Evolution spatiale des paramètres chimiques dans la galerie de Trient.
- 32 Corrélation entre les concentrations en meq en SiO_2 et Na^+ et la température.
- 33 Corrélation entre le rapport R ($(r\text{Ca} + r\text{Mg})/(r\text{Na} + r\text{K})$) et la température.
- 34 Teneur en S^{34} des venues d'eau de la galerie de Trient, comparées à celles des roches voisines et des précipitations.
- 35 Diagramme semi-logarithmique (d'après Schoeller).
- 36 Diagramme de stabilité Na_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .
- 37 Diagramme de stabilité K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .
- 38 Diagramme de stabilité Ca_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .
- 39 Diagramme de stabilité Mg_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , H_2O .
- 40 Indices de déséquilibre des minéraux par rapport à la kaolinite.
- 41 Variations des précipitations avec l'altitude dans le Valais et alentours.
- 42 Variations des températures avec l'altitude en Valais et alentours.

CHAPITRE VI.

- 43 Teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie à Chatelard, du torrent de Trient et de la galerie.
- 44 Corrélation entre les teneurs moyennes en tritium et les températures moyennes des venues dans la galerie de Trient.

ANNEXE.

45 Réseau équisurface.

Planche I Schistosité N-S et microplis N-S.

Planche II Décrochements et filon à Ravoire (galerie).

Planche III Chevauchements E-W et cisaillements horizontaux dans les galeries.

Planche IV Décrochements senestres en galerie.

Kink-bands.

LISTE DES TABLEAUX =====

Tableau n° :

CHAPITRE II.

- 1 Les séries métamorphiques dans les massifs cristallins.
- 2 Failles d3 dans la protogine du Mont-Blanc (entre 2500 m et 5500 m).
- 3 Chronologie des événements tectoniques.
- 4 Fissures lors des contraintes NW-SE et N-S.

CHAPITRE III.

- 5 Les stations de mesure dans les deux galeries.
- 6 Angles entre cisaillements et tension.
- 7 Comparaison des fréquences en surface.
- 8 Comparaison des moyennes et variances des fréquences entre surface et profondeur.
- 9 Influence de la lithologie sur les fréquences des systèmes.
- 10 Fréquences dans les schistes cristallins (24 stations).
- 11 Fréquences dans la protogine (31 stations).
- 12 Moyennes et écarts-types pour l'ensemble des stations de la galerie de Ravoire.
- 13 Hétérogénéité des fréquences sur les faibles distances.
- 14 Comparaison des zones très fissurées et des zones peu fissurées.

CHAPITRE IV.

- 15 Débit global de la galerie.
- 16 Paramètres hydrogéologiques par tronçons de 500 m.
- 17 Rapports S/Dm
- 18 Perméabilités du granite.
- 19 Distribution spatiale des perméabilités dans la galerie.

CHAPITRE V.

- 20 Propriétés physico-chimiques moyennes des eaux de la galerie de Trient (granite) pour l'année 1972 moyennes m et écarts-types s.
- 21 Températures et perméabilités pour des secteurs de 500 m.
- 22 Températures des venues d'eau.
- 23 Analyse de variance des températures (facteur de variation : la perméabilité).
- 24 Résidus secs et conductivités (à 20°).
- 25 Concentrations moyennes en milliéquivalents des venues d'eau dans la galerie de Trient (1972). Quelques rapports.
- 26 Concentrations en mg/l des eaux de précipitation et du torrent de Trient.
- 27 Les teneurs en soufre-34.
- 28 Forces ioniques et duretés totales des eaux de Trient.
- 29 Coefficients fi.
- 30 Indices de déséquilibre chimique.
- 31 Qualité chimique des eaux de Ravoire (Source 1000).
- 32 Bilan chimique de la venue 2575.
- 33 Bilan chimique de la venue 3506.
- 34 Bilan chimique de la venue 3365.
- 35 Bilan chimique de la venue 5040.

CHAPITRE VI.

- 36 Hauteur moyenne théorique des précipitations.
- 37 Teneurs en oxygène-18 des précipitations à Chatelard, des eaux du torrent de Trient et de la galerie (1972).
- 38 Teneurs en oxygène-18 aux différentes venues.
- 39 Teneurs en oxygène-18 de la venue 3906 (1972).
- 40 Teneurs en tritium pour l'année 1972.
- 41 Analyse de variance des concentrations en tritium des venues d'eau, classées d'après les perméabilités.

ANNEXE.

- I Fréquences des systèmes de fissures dans la galerie de Ravoire.
- II Stations de mesures en surface - Massif de l'Arpille.
- III Stations non implantées tous les 100 m dans la galerie de Ravoire.
- IV Fréquences des systèmes de fissures dans la galerie de Trient - Schistes cristallins.
- V Fréquences des systèmes de fissures dans la galerie de Trient - Granite.
- VI Analyses chimiques de la venue 2575 (concentrations en mg/l).
- VII Analyses chimiques de la venue 2906 (concentrations en mg/l).
- VIII Analyses chimiques de la venue 3365 (concentrations en mg/l).
- IX Analyses chimiques de la venue 3506 (concentrations en mg/l).
- X Analyses chimiques de la venue 3820 (concentrations en mg/l).
- XI Analyses chimiques de la venue 3906 (concentrations en mg/l).
- XII Analyses chimiques de la venue 4575 (concentrations en mg/l).
- XIII Analyses chimiques de la venue 4840 (concentrations en mg/l).
- XIV Analyses chimiques de la venue 5040 (concentrations en mg/l).
- XV Distribution du coefficient de corrélation r.
- XVI Valeurs des coefficients Bn.

T A B L E D E S M A T I E R E S

=====

Pages

AVANT-PROPOS.

INTRODUCTION.

PREMIERE PARTIE

ETUDE TECTONIQUE ET STATISTIQUE DE LA FISSURATION

CHAPITRE I. - METHODOLOGIE ET GENERALITES SUR LA FISSURATION

ET LES CALCULS DE PERMEABILITE.....

I.1. - Méthodes statistiques d'étude de la
fissuration et application aux calculs de
perméabilité.....

I.1.1. - Méthode de lever de la fissura-
tion.....

I.1.2. - Calcul de la perméabilité dans les
roches fissurées.....

I.1.3. - Le champ des perméabilités.....
A - Les sous-champs (n_j)
B - Les sous-champs (f_j)

I.1.4. - L'extension spatiale des failles....

I.2. - Situation géographique et géologique de
l'étude.....

CHAPITRE II. - GEOLOGIE ET TECTONIQUE REGIONALE.....	
II.1. - Les massifs cristallins et leur couverture :	
la lithologie.....	
II.1.1. - Ensembles lithologiques du massif	
de l'Arpille.....	
II.1.2. - Ensembles lithologiques du massif	
du Mont-Blanc.....	
II.1.3. - Le synclinal complexe permo-carboni-	
fère de Salvan-Chatelard.....	
II.1.4. - Le synclinal de Chamonix-Martigny..	
II.2. - Tectonique régionale.....	
II.2.1. - Eléments géométriques des tectoniques	
anté-secondaires.....	
II.2.2. - Eléments géométriques de la tectonique	
alpine.....	
II.2.3. - Discussion à propos de l'origine de	
deux paires de cisaillements.....	
A - Déformation irrotationnelle....	
B - Déformation avec rotation.....	
C - Fracturation polyphasée.....	
D - Déviation des contraintes dans	
les blocs.....	
CHAPITRE III. - ANALYSE STATISTIQUE DE LA FISSURATION.....	
III.1. - Reconstitution des systèmes régionaux.	
Echantillonnage.....	
III.2. - Comparaison de la fissuration entre surface	
et profondeur.....	
III.2.1. - Les orientations.....	
III.2.2. - Les fréquences.....	
A - Comparaison des fréquences des	
systèmes en surface.....	
B - Comparaison des fréquences des	
systèmes entre surface et profon-	
deur.....	
III.2.3. - Conclusions.....	

- III.3. - Influence de la lithologie sur les
fréquences.....
- III.3.1. - Dans le massif de l'Arpille.....
 - A - Conclusion 1.....
 - B - Conclusion 2.....
- III.3.2. - Dans le massif du Mont-Blanc.....
- III.4. - Lois de distribution statistique des
fréquences pour les systèmes dans la galerie
de Ravoire.....
- III.5. - Structures spatiales des fréquences.....
 - III.5.1. - Galerie de Ravoire : Variogrammes
 - III.5.2. - Massif du Mont-Blanc :
Variogrammes.....
- III.6. - Comparaison des zones à hautes fréquences
et basses fréquences.....

CHAPITRE IV - ETUDE DES FISSURES D'ORDRE D3 AQUIFERES DE LA GALERIE DE TRIENT (MASSIF DU MONT-BLANC).....

- IV.1. - Fréquences des fissures aquifères d'ordre d3
- IV.2. - Débit de la galerie de Trient.....
- IV.3. - Estimation de la perméabilité régionale du
granite.....
- IV.4. - Estimation de l'ouverture moyenne des
fissures.....
- IV.5. - Distribution spatiale des perméabilités....

CHAPITRE V - HYDROCHIMIE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT..

- V.1. - Les caractères physiques : débits et
températures.....
 - V.1.1. - Les débits.....
 - V.1.2. - Les températures.....
 - V.1.3. - Le gradient géothermique.....

V.2. - Caractères chimiques.....

V.2.1. - Propriétés chimiques et types d'eau..

A - La silice.....

B - Les alcalins et les alcalino-
terreux.....

C - Origine des anions.....

D - Comportement des anions.....

E - Conclusions.....

V.2.2. - Les diagrammes d'équilibre.....

A - Stabilité par rapport à la
kaolinite.....

B - Relations entre les différents
minéraux argileux.....

C - Validité des diagrammes d'équilibre

D - Evolution de la minéralisation avant
le transit dans le massif.....

V.2.3. - Bilans chimiques.....

A - Venue 2575.....

B - Venue 3506.....

C - Venue 3365.....

D - Venue 5040.....

E - Bilan global de la galerie.....

F - Influence de la dissolution chimique
sur le coefficient d'emmagasinement.

CHAPITRE VI - ETUDE ISOTOPIQUE DES VENUES D'EAU DE LA GALERIE DE TRIENT PAR LES METHODES DU TRITIUM ET DE L'OXYGENE-18.....

VI.1. - Caractéristiques morphométriques et hydrolo- giques du bassin versant de Trient.....

VI.2. - Etude par l'oxygène-18.....

VI.3. - Etude par le tritium.....

CONCLUSIONS GENERALES.....

BIBLIOGRAPHIE.....

ANNEXES.....

Part. 1.....

Part. 2.....

Part. 3.....

Part. 4.....

LISTE DES FIGURES.....

LISTE DES TABLEAUX.....

TABLE DES MATIERES.....

